

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I



TESIS DOCTORAL

**Climatología de las depresiones térmicas en la
Península Ibérica**

TESIS DOCTORAL

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

María Adelaida Portela Lozano

Director:

Manuel de Castro Muñoz de Lucas

Madrid, 2002

ISBN: 978-84-669-0889-4

© María Adelaida Portela Lozano, 1994



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



5314279724

TI-1994/10

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA TIERRA, ASTRONOMÍA Y ASTROFÍSICA I

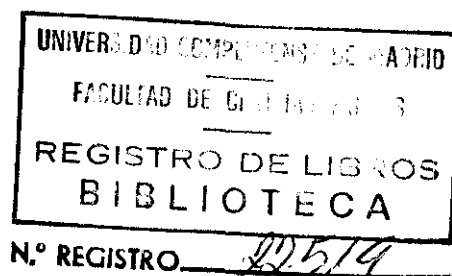
**CLIMATOLOGÍA DE LAS DEPRESIONES TÉRMICAS EN LA PENÍNSULA
IBÉRICA**

Memoria que para optar al grado de Doctor presenta

María Adelaida Portela Lozano

Director: M. Castro Muñoz de Lucas

1994



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA TIERRA, ASTRONOMÍA Y ASTROFÍSICA I

**CLIMATOLOGÍA SINÓPTICA DE LAS DEPRESIONES TÉRMICAS EN LA
PENÍNSULA IBÉRICA**

Memoria que para optar al grado de Doctor presenta
María Adelaida Portela Lozano

Director: M. Castro Muñoz de Lucas

1994

A mis padres

AGRADECIMIENTOS

El trabajo que se presenta se ha realizado en el Departamento de Geofísica y Meteorología bajo la dirección del Prof. Dr. D. Manuel de Castro Muñoz de Lucas, al que quiero expresar mi agradecimiento más sincero por su constante apoyo y inestimable ayuda en el planteamiento y desarrollo de este trabajo.

De igual modo quiero hacer constar mi gratitud a las siguientes personas e instituciones:

A Elvira Zurita García, por su continuo apoyo y valiosas sugerencias en los aspectos estadísticos del estudio.

A Encarna Serrano Mendoza, por su gran ayuda en la recopilación de información esencial para el desarrollo de este trabajo, por su constante interés y acertados consejos.

A Casimiro Fernández Galvín y Miguel A. Gaertner Ruiz-Valdepeñas, por facilitar la utilización del modelo numérico de pronóstico (PROMES) por ellos desarrollado, y por sus útiles comentarios y sugerencias.

A Clemente Gallardo Andrés, por su gran ayuda en la aplicación del modelo PROMES y representación de sus resultados.

A Rosa González Barras, Carlos Yagüe Anguís, Águeda Benito Capa y M^a del Carmen Hernández Lucendo, por su constante apoyo e interés.

Al grupo de Dinámica de Fluidos Geofísicos de la Universidad de Palma de Mallorca, por su ayuda en la aplicación de las técnicas de análisis objetivo y por sus valiosas sugerencias científicas.

Y en general, a todos mis amigos y compañeros del Dpto. de Geofísica y Meteorología que han facilitado el desarrollo de este trabajo.

Al Ministerio de Educación y Ciencia, por la concesión de una beca de Formación de Personal Investigador durante el período 1990-1993, en el que se ha realizado este trabajo.

Al Instituto Nacional de Meteorología español y al Instituto de Meteorología y Geofísica portugués, por el suministro de los datos necesarios para realizar parte de este estudio.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Las depresiones térmicas en Climatología	1
1.2. Principales depresiones térmicas estudiadas	6
1.3. Origen y características principales de la depresión térmica en la península Ibérica	10
1.4. Estructura y objetivos del trabajo	17
2. ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA	19
2.1. Estadística de la depresión térmica ibérica con datos sinópticos .	20
2.1.1. Metodología	21
a. Criterios de selección de días con baja térmica . . .	21
b. Tipos de baja térmica	25
c. Análisis de persistencia	28
2.1.2. Resultados	30
a. Frecuencia de días con situación de baja térmica . .	32
b. Frecuencia de los tipos y subtipos de baja térmica ibérica	35
c. Persistencia del fenómeno de baja térmica	40
2.2. Estadística de la depresión térmica ibérica con datos climatológicos	45
2.2.1. Métodos de reducción de la presión al nivel del mar . .	46
2.2.2. Metodología	58
2.2.3. Resultados	64
2.3. Estadística de la depresión térmica ibérica con los análisis del modelo del CEPPM	72
2.3.1. Metodología	72
2.3.2. Resultados	77
3. CLIMATOLOGÍA SINÓPTICA DE LA DEPRESIÓN TÉRMICA IBÉRICA	80
3.1. Localización preferente del centro de la baja térmica ibérica . . .	82

3.2. Intensidad y extensión horizontal de la depresión térmica ibérica	86
3.3. Extensión vertical de la depresión térmica ibérica	93
 4. ASPECTOS DINÁMICOS Y DIABÁTICOS DE LA BAJA TÉRMICA IBÉRICA	101
4.1. Características dinámicas de la baja térmica.	102
4.1.1. Campo de viento horizontal, divergencia y vorticidad relativa.	102
4.1.2. Velocidad vertical del viento.	110
4.1.3. Campo de vorticidad potencial	113
4.2. Influencia del entorno sinóptico en la formación y desarrollo de la depresión térmica	120
4.3. Diagnóstico de la energía cinética en la baja térmica por interacción entre escalas	128
4.3.1. Ecuaciones de la energía cinética	129
4.3.2. Técnica de análisis objetivo aplicada	136
a. Análisis objetivo pasabaja	136
b. Análisis objetivo pasabanda	138
c. Separación de escalas	138
4.3.3. Resultados	142
 5. SIMULACIÓN DE LA BAJA TÉRMICA MEDIANTE UN MODELO DE PRONÓSTICO A MESOESCALA	157
5.1. Descripción del modelo PROMES	157
5.1.1 Coordenadas espaciales	157
5.1.2 Sistema de ecuaciones	158
5.1.3. Parametrizaciones de los procesos físicos	160
5.2 Aspectos numéricos del modelo	162
5.2.1 Estructura de la malla	162
5.2.2. Esquemas numéricos	163
5.2.3. Condiciones iniciales	165
5.2.4. Condiciones de contorno	166

5.3. Condiciones de la simulación	166
5.4. Verificación	172
5.4.1. Metodología.	172
5.4.2. Resultados.	176
5.5. Resultados	181
 6. RESUMEN Y CONCLUSIONES	 193
 REFERENCIAS	 200

1. INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presenta el estudio de un sistema meteorológico característico en los meses de primavera y verano sobre la península Ibérica: la depresión térmica ibérica. En otras regiones del mundo también se ha observado la formación de este tipo de sistemas pero, por razones que se detallarán seguidamente, no todos presentan las mismas características ni producen las mismas consecuencias asociadas a la actividad atmosférica que inducen.

Se describirán brevemente los estudios más importantes que se han realizado sobre estas bajas térmicas observadas en diferentes regiones del globo, prestando una atención particular a los dedicados a la baja térmica que se forma en la península Ibérica.

Por último en este capítulo se presentará un breve esquema de la estructura del trabajo, en el que se ha intentado desarrollar un estudio estadístico y dinámico más exhaustivo que los llevados a cabo hasta el momento sobre este sistema, al que no se ha prestado hasta ahora demasiada atención a causa de su aparente poca repercusión sobre la predicción meteorológica a escala sinóptica.

1.1. Las depresiones térmicas en Climatología.

Es difícil definir en pocas palabras un concepto tan complejo como es el que encierra el término *clima*. No obstante, es conveniente hacer una breve mención de su significado para poder comprender el papel que las depresiones térmicas pueden desempeñar en el clima de una determinada región del planeta. Muchas son las definiciones que se han dado, existiendo cierta tendencia a que cada autor adopte la suya propia; por ejemplo en su *Climatología de España y Portugal*, Font (1983) lo define de la siguiente forma:

"Síntesis del conjunto fluctuante de las condiciones atmosféricas, en un área

determinada, correspondiente a un período suficientemente largo para que sea geográficamente representativa".

De esta manera, se divide el tratado del clima o Climatología en:

- a) Climatología Estadística, que trata de los valores estadísticos de los distintos elementos climáticos, y
- b) Climatología Sinóptica o Dinámica, que estudia los estados y evoluciones del tiempo atmosférico tal como se manifiestan en los mapas sinópticos.

Según esta definición del clima, es necesario concretar la longitud del período de tiempo elegido para poder considerar a las características meteorológicas estudiadas como representativas del clima del área geográfica analizada. Así, se convino en establecer un período de 30 años para definir el "clima normal" en latitudes medias, dando por supuesta su permanencia, al menos en un futuro próximo. Este hecho parecía tener una fundada base científica al comparar el clima de finales del siglo XIX y primeros del XX con el de los 100 años anteriores, cuando se iniciaron las observaciones; pero a partir de 1960 se han venido experimentando en muchas partes del mundo condiciones meteorológicas extremas con una frecuencia muy superior a la registrada en períodos anteriores considerablemente más largos, que pone en duda la relativa constancia del clima. De todos modos, la adopción de este criterio tiene su justificación en el hecho de que la deducción de las características del clima, tal como se ha definido, se funda en la disponibilidad de datos numéricos obtenidos mediante aparatos de medida que, en la mayor parte de los casos, es de sólo unas décadas, existiendo grandes lagunas en la red de estaciones de observación repartidas por todo el planeta.

Por tanto, se concluye que la Climatología se puede considerar como una ciencia relativamente joven, cuyo alcance histórico queda limitado a unos 100 años, siendo algo mayor solamente en algunos casos excepcionales.

La existencia de situaciones de tiempo con características comunes, que se

repiten con cierta asiduidad en una misma temporada a lo largo de varios años, ha permitido a los climatólogos realizar una tipología de situaciones de tiempo ligadas a masas de aire de distinta procedencia.

Así, la formación de depresiones térmicas durante el verano sobre zonas continentales es un hecho bien conocido en Climatología. Se suelen clasificar en el grupo de "depresiones no frontales en latitudes medias y altas", junto con las depresiones a sotavento, depresiones de aire polar y bajas frías (Barry y Chorley, 1985). Todas estas depresiones se desarrollan en situaciones claramente diferentes, siendo también distintos los efectos que producen sobre la meteorología local.

A continuación se expondrán brevemente los rasgos más significativos que caracterizan a estos cuatro tipos de bajas incluidas en el mismo grupo.

Las bajas térmicas se suelen observar en la época estival sobre zonas continentales. Su origen está ligado al intenso calentamiento que sufren los continentes durante el día, dando lugar así a la formación de una célula térmica de baja presión, que tiende a desaparecer por la noche, cuando cesa el calentamiento solar que la había originado (Hufty, 1984).

El aire calentado de la base de la columna, en contacto con el suelo, se inestabiliza y eleva por convección térmica. Debido a la incidencia de los rayos solares, la superficie terrestre sufre un intenso calentamiento durante el día que se transmite a las capas de aire directamente en contacto con ella. A pesar de que el calor se va transmitiendo de unas capas a otras, este proceso no es suficientemente efectivo como para evitar que la disminución de la temperatura con la altura sea muy pronunciada, dando lugar al desarrollo de un gradiente térmico superadiabático en la parte inferior de la columna de aire por encima de la superficie recalentada. Este fenómeno produce una fuerte inestabilidad térmica que facilita el ascenso de las masas de aire cálidas que se encuentran a nivel del suelo y su mezcla con las que están a mayor altura, produciéndose el calentamiento de éstas y en consecuencia una expansión del aire en toda la columna. Esto da lugar a que sobre la columna de aire

caliente, la presión sea más elevada que al mismo nivel en las regiones vecinas, por lo que habrá una divergencia de aire en esta zona de alta presión relativa y consecuentemente una disminución de la masa total de la columna. Este efecto provoca la formación de una baja presión a nivel del suelo, que trata de compensarse con el desarrollo de convergencia de aire en superficie dirigido hacia la base de la columna cálida, dando lugar así a lo que se podría denominar un proceso de "relleno" de masa en las capas bajas que compensaría la pérdida de la misma por divergencia en los niveles superiores.

La convección térmica que da lugar a la formación de las depresiones térmicas no siempre provoca la formación de nubes y precipitación. Este hecho se debe a que generalmente los suelos sobre los que se desarrollan las bajas térmicas presentan una acusada sequedad que se refleja directamente en el balance energético en superficie. Como es bien sabido los términos que intervienen en la ecuación básica del balance de energía, tanto como parte del flujo energético entrante como del saliente, corresponden a distintas formas de transferencia de calor: Radiación de onda corta (solar) y larga (terrestre), calor sensible transferido por convección, calor latente por evaporación o condensación de agua y por último el calor retenido por el subsuelo. La diferencia entre el flujo energético entrante y el saliente da lugar a la temperatura de la superficie terrestre requerida para que se establezca el equilibrio energético. En el caso de suelos áridos con escasa humedad existe un déficit en el flujo de calor latente por evaporación que se compensará con un aumento en la pérdida de calor sensible por convección.

El hecho de que a los ascensos convectivos ligados a esta clase de sistemas de baja presión no vayan asociados fenómenos de condensación hace que no alcancen niveles muy elevados (menos de 4000 metros), a diferencia de las depresiones frías típicas de las latitudes medias que suelen presentar mayor espesor.

Otro rasgo típico de esta clase de depresiones es la presencia en altura, coronando a la baja térmica superficial, de un anticiclón que lleva asociada divergencia de viento y una estratificación térmica muy estable, que con frecuencia

incluye una inversión térmica de subsidencia.

Aunque las depresiones térmicas no están ligadas en general a procesos de precipitación, por los motivos que se han mencionado previamente, la inestabilidad producida por el calentamiento puede originar chubascos y fenómenos tormentosos a última hora de la tarde, en caso de convergencia en niveles bajos de suficiente vapor de agua desde zonas más húmedas próximas o de existencia de pendientes pronunciadas en el interior de la región donde se forma la baja térmica, que originen corrientes anabáticas con suficiente vigor para sobrepasar el estrato estable situado por encima.

Otro tipo de depresiones no frontales son las que se forman cuando una corriente de aire se ve forzada a ascender sobre una barrera de montañas, experimentando una contracción vertical sobre la cima y una expansión en la ladera de sotavento. Este movimiento vertical da origen respectivamente a expansión y contracción laterales. Existe, por tanto, una tendencia hacia la divergencia y a la formación de curvatura anticiclónica en la cima de la cadena y hacia la convergencia y curvatura ciclónica a sotavento. Estas depresiones a sotavento de cadenas montañosas son muy frecuentes en invierno, a diferencia de las depresiones térmicas, como las que suelen formarse en la parte meridional de los Alpes y norte del Atlas. Suelen permanecer ancladas a la barrera montañosa que las provocó, al igual que las depresiones térmicas permanecen sobre los suelos recalentados que las originaron, desapareciendo normalmente cuando son alejadas de tales lugares.

Las depresiones de aire polar, al igual que las que se forman a sotavento de las montañas, también se desarrollan principalmente en invierno. Pertenecen a una escala sub-sinóptica, con una extensión de unos pocos cientos de kilómetros y con una duración de uno a dos días. Son perturbaciones de bajo nivel que desarrollan una circulación ciclónica cerrada alrededor de un mínimo de presión en superficie de hasta 800 hPa, mucho más profunda que las depresiones térmicas que no suelen llegar a 1000 hPa. Otra característica de estas depresiones, que las diferencia de las térmicas, es que producen una cantidad considerable de precipitación, generalmente

en forma de nieve, debido a la presencia de un flujo ascendente y húmedo procedente de latitudes inferiores.

El último tipo de bajas incluido en el grupo de depresiones no frontales en latitudes medias y altas, es el de bajas frías. Son normalmente características de la circulación y temperatura de la troposfera media y suelen presentar una distribución de isotermas simétrica alrededor del centro de la depresión. Se forman generalmente como resultado de un fuerte movimiento vertical y del enfriamiento adiabático que tiene lugar en las bajas baroclínicas ocluidas a lo largo de las márgenes costeras de la zona ártica. Estas borrascas revisten especial importancia durante el invierno ártico, época en que originan grandes cantidades de nubes medias y altas. Se mueven generalmente a poca velocidad y dan lugar a mal tiempo persistente.

1.2. Principales depresiones térmicas estudiadas.

De la breve descripción de los cuatro tipos de depresiones no frontales que afectan a las latitudes medias y altas presentada en el apartado anterior, se deduce la escasa influencia que sobre la predicción global del tiempo tienen las depresiones térmicas, en claro contraste con el resto. Este hecho ha dado lugar a que en el pasado su estudio se haya visto limitado a una mera mención de su presencia en diversos lugares del mundo, sin profundizar en análisis más exhaustivos sobre sus efectos termodinámicos, interrelación con la actividad atmosférica a escalas superiores o posibles clasificaciones de diversos tipos de bajas térmicas. Asimismo, la tendencia de los climatólogos a lo largo de la historia a considerar las bajas térmicas como rasgos típicos de la época veraniega sobre las zonas áridas o semiáridas, sin una clara individualidad, ha llevado a la falta de estudios que traten de distinguir las características de unas bajas térmicas respecto a otras. Así, la baja térmica del suroeste de Estados Unidos y México, el cinturón de bajas térmicas que abarca desde el norte de África, Arabia, Irán, Pakistán e India, y la baja térmica Australiana han sido tradicionalmente consideradas como un grupo homogéneo de núcleos cálidos situados sobre zonas desérticas subtropicales.

De todos estos sistemas el que ha sido descrito con mayor profundidad es la baja térmica que domina la región oeste de Pakistán y el noroeste de India durante el verano, por ser la responsable del monzón estival sobre la península Índica (Ramage, 1971; Chang, 1972). Suele estar centrada sobre el desierto del Thar y su extensión vertical queda limitada por debajo del nivel de 700 hPa, siendo responsable de su desarrollo el intenso calentamiento que sufre la superficie a últimos de Mayo y primeros de Junio. A lo largo del verano esta depresión se mantiene e intensifica debido a la subsidencia que tiene lugar por encima del nivel de 700 hPa (Ramage, 1966). Este movimiento descendente, junto con la existencia de flujo anticiclónico por encima, limitan la altura que el aire puede alcanzar, impidiendo la formación de nubes, originando ascensos donde el aire ha sufrido un mayor calentamiento y provocando la liberación de una gran cantidad de calor latente disponible gracias a las lluvias del monzón indio estival (Chang, 1972). Todos estos efectos son la causa de que, de todas las depresiones térmicas que se observan en el planeta, ésta sea la que presenta el valor central de presión más bajo.

Efectos similares a los observados sobre el desierto del Thar se han detectado sobre la península Arábiga (Blake et al., 1983), aunque la subsidencia no es tan fuerte ni la depresión tan intensa. En Mayo de 1979 se llevó a cabo una campaña de medidas sobre el área desértica de Arabia Saudita (Monsoon Experiment o MONEX) como parte del Programa de Investigación Atmosférica Global (GARP), que representó el primer paso en la observación directa de la atmósfera sobre el desierto de Rub-al-Kali. Esta es una de las zonas del mundo con mayor escasez de datos, motivo por el cual no se habían realizado estudios sobre la naturaleza y comportamiento de la depresión térmica que se desarrolla en dicha zona. Es a partir de la realización de este experimento cuando se comienzan los análisis de las características particulares de la depresión arábiga (Blake et al., 1983; Smith, 1986a,b), enfocados fundamentalmente a los procesos energéticos que lleva asociados. La característica más relevante de este sistema es el papel que juega como fuente de energía del mecanismo fundamental que controla el transporte de humedad en las regiones del suroeste de la Península afectadas por las lluvias del monzón.

Otro de los sistemas de baja presión causante de la mayor parte de la precipitación sobre la zona donde se sitúa es la depresión que se desarrolla sobre la meseta de Qinghai-Xizang en China (Junning et al., 1984). Este sistema se caracteriza por tener circulación ciclónica por debajo del nivel de 500 hPa, y circulación anticiclónica por encima de 400 hPa. Cuando la baja se desplaza hacia el este de la meseta aumenta la precipitación, enfriándose el aire de las capas bajas por pérdida de calor debido a la evaporación y a la incursión de aire frío, y calentándose la parte superior por liberación de calor latente debido a la condensación. Por tanto la estructura térmica de esta depresión es de zona inferior fría y superior cálida. Una vez se encuentra fuera de la meseta, la baja se disipa rápidamente debido al cambio en las características de la superficie sobre la que se forma.

Junning et al. (op. cit.) realizan un estudio de los factores climatológicos que favorecen el desarrollo de este sistema (vorticidad relativa en las capas superficiales; efecto de la inestabilidad barotrópica; cizalla vertical de la velocidad del viento; diferencia de temperatura entre la superficie y el aire; inestabilidad de estratificación y humedad relativa) y elaboran un parámetro de frecuencia, en el que están implicados estos factores, que determina el lugar donde con mayor probabilidad se localizará la depresión.

La baja térmica que se forma sobre el suroeste de Estados Unidos y el noroeste de México es una característica persistente del campo de presión superficial sobre las regiones desérticas del sur de Arizona, sureste de California y noroeste de México (desierto de Sonora) durante los meses de julio, agosto y septiembre (Sellers and Hill, 1974; Gilliland, 1980). Muchos autores han citado este sistema en las descripciones que han hecho del tiempo en esta zona, pero han sido Rowson y Colucci (1992) los que lo han documentado y descrito con mayor detalle, enfocando su estudio a la determinación de la frecuencia y posición del centro de la baja térmica, de su extensión vertical y de la influencia que el flujo en niveles superiores tiene sobre el desarrollo de este sistema en superficie. También han considerado la posible relación que la baja térmica puede tener sobre la precipitación estival en esta

región de Norteamérica.

En el Hemisferio Sur la baja térmica que se forma en verano sobre Australia, a la que se encuentra asociado el "monzón" australiano, responsable de la mayor parte de la precipitación anual de la zona norte tropical del continente, ha sido analizada en profundidad por Leslie (1980). Su trabajo se ha centrado esencialmente en desarrollar un modelo numérico capaz de simular este fenómeno, que no es bien pronosticado por el modelo sinóptico de predicción usado por el Servicio Meteorológico Australiano, a causa de la combinación del pequeño espesor vertical (existe circulación ciclónica sólo hasta el nivel de 700 hPa por encima del cual es sustituida por flujo anticiclónico), los débiles gradientes horizontales de presión de la baja térmica australiana, comparados con los que presentan los ciclones desarrollados en latitudes medias, y la falta de un esquema de balance de calor en superficie en el modelo de pronóstico. Leslie trata de reflejar todos estos factores de forma que el modelo numérico que desarrolla simule más adecuadamente la formación de esta depresión.

A diferencia de lo postulado en los sistemas descritos hasta el momento, la depresión térmica que se forma en verano en el norte de Africa, no lleva asociada la aparición de precipitación debido a la gran sequedad del aire situado sobre el desierto del Sahara que la rodea (Ramage, 1971; Pedgley, 1972).

La formación de bajas térmicas sobre la península Ibérica, que en ocasiones se ha considerado como una extensión de la depresión sahariana, es un hecho bien conocido por los climatólogos (Linés, 1977; Soler, 1977; Capel, 1981; Font, 1983; Barry y Chorley, 1985), aunque su interés por este fenómeno se ha limitado a incluirlo en las clasificaciones de los tipos de tiempo típicos de esta zona, señalando sólo algunos rasgos generales sobre sus características. Aunque sin ser identificada como una depresión de origen térmico, ya en 1893 aparece este sistema de bajas presiones como una característica frecuente de los meses de verano en la península Ibérica (Guillemin, 1893), siendo esta referencia bibliográfica la más antigua que se ha encontrado en la literatura sobre la presencia en la península Ibérica de esta

depresión.

En toda la bibliografía consultada sólo se ha encontrado un análisis de la frecuencia de aparición de las bajas térmicas en la península Ibérica, como parte de una clasificación climatológica de situaciones sinópticas sobre la península Ibérica, que realiza Soler (1977).

1.3. Origen y características principales de la depresión térmica en la península Ibérica.

La presencia de la depresión térmica sobre la península Ibérica adquiere un carácter cuasipermanente en verano, siendo la situación meteorológica en superficie más frecuente, como se puede apreciar en la Figura 1.1. En ella se presenta una serie de mapas sinópticos en superficie a las 6 p.m. correspondientes a ocho días consecutivos del mes de Julio de 1985, donde se aprecia claramente la persistencia de este sistema bórico.

Según la clasificación por escalas de los fenómenos meteorológicos realizada por Orlanski (1975) se puede considerar la depresión térmica ibérica, por su tamaño (inferior a 1000 km en la horizontal y a 3000 m en la vertical) y duración (menor de 24 horas), como un sistema perteneciente a la *mesoescala*. Este hecho condiciona su existencia a la ausencia de un sistema macroescalar con una actividad suficiente que impida su desarrollo o fuerce su desaparición. Gracias a la situación geográfica de la península Ibérica, bastante al sur respecto de los pasos preferentes de los centros de acción de mayor importancia en la circulación general de la atmósfera durante el verano del Hemisferio Norte, la situación sinóptica que suele afectar a la península durante la época estival viene dominada por la presencia cuasipermanente del anticiclón atlántico, cuyo centro durante el verano suele localizarse en latitudes más altas que el resto del año, extendiéndose por la mitad sur de Europa occidental hasta los Balcanes. La escasa actividad de este sistema hace posible el desarrollo de la baja térmica cuando concurren otra serie de factores.

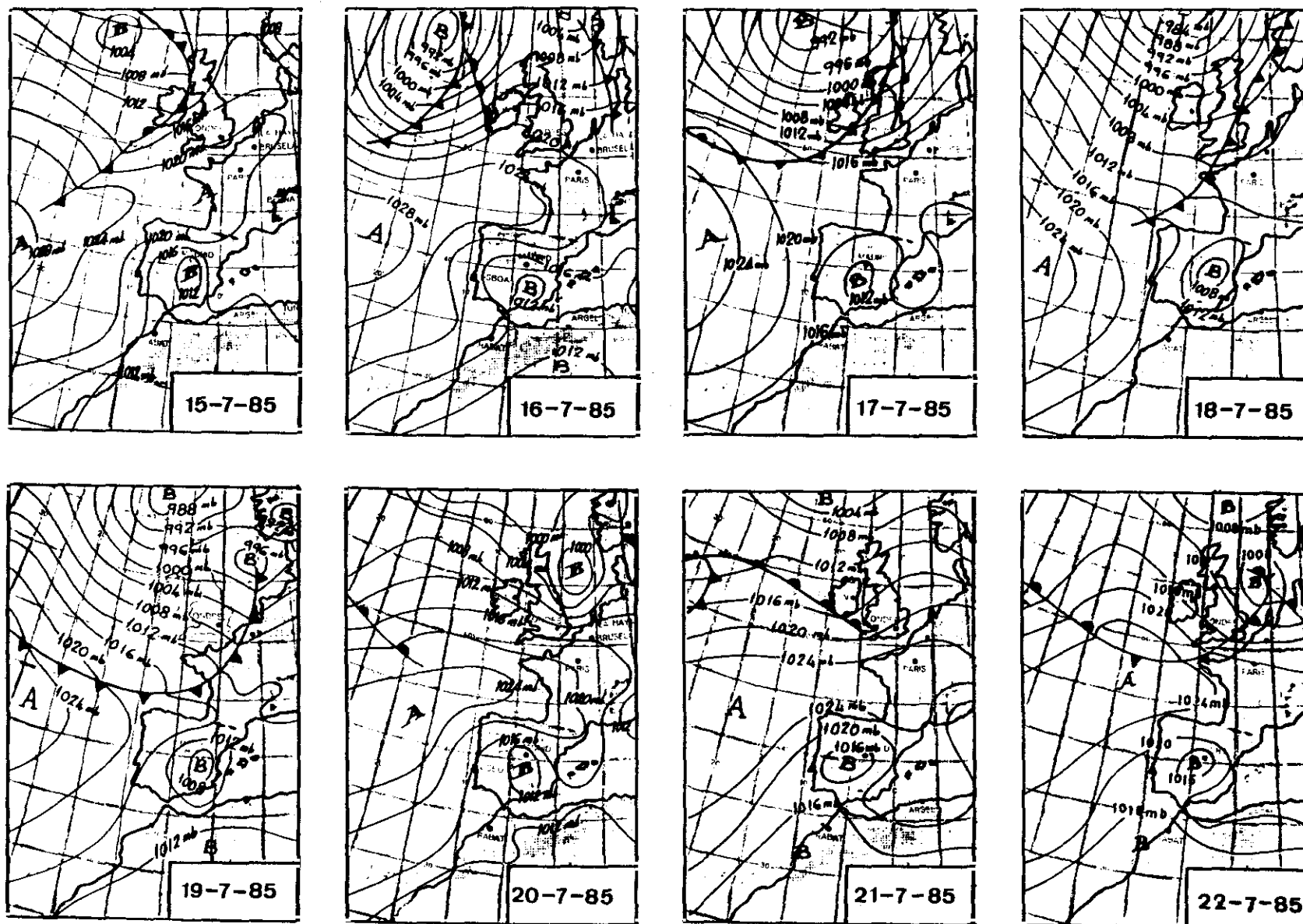


Figura 1.1. Mapas sinópticos en superficie a las 6 p.m., correspondientes a los días 15 a 22 de julio de 1985.

El hecho de que la depresión térmica sea un sistema mesoescalar implica que los mapas sinópticos diarios no sean los más adecuados para su análisis, siendo necesaria la elaboración de mapas isobáricos en superficie más detallados, en los que se pueda apreciar con mayor claridad la situación del centro de la baja, las zonas de máximo gradiente de presión, etc. Para esto es necesario trazar los mapas de presión en superficie con las isobaras a intervalos de presión menores que los utilizados en los mapas sinópticos (4 hPa). Curiosamente uno de los escasos documentos en que se ha reflejado el estudio de presión superficial en la península Ibérica con este detalle (isobaras trazadas con un intervalo de un hectopascal) es, a su vez, el más antiguo encontrado en la bibliografía sobre la baja térmica ibérica (Guillemin, 1893), hallándose algo similar en el tratado de Font sobre Climatología de España y Portugal (Font, 1983). En la Figura 1.2 se reproduce el mapa de isobaras medias en superficie sobre la península Ibérica en el mes de Julio que aparece en el volumen dedicado a la meteorología de la enciclopedia "Le Monde Physique" (Guillemin, 1893). En él se puede observar claramente la presencia de la baja térmica ibérica como una situación prácticamente estacionaria durante el mes de julio en la península Ibérica.

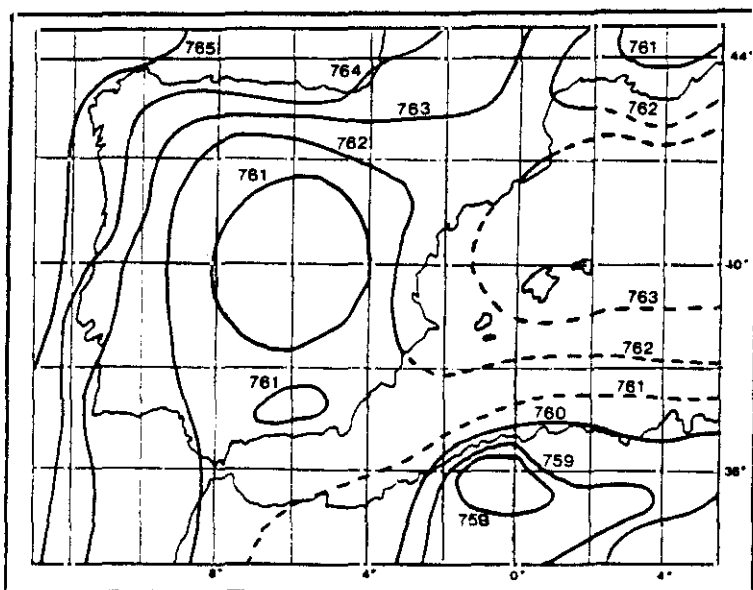


Figura 1.2. Mapa de isobaras medias en superficie sobre la península Ibérica en el mes de julio, tomado de Guillemin (1893). (Nótese que el meridiano cero pasa por París).

Como cualquier otra depresión de origen térmico, su formación está estrechamente ligada al intenso calentamiento que sufren los suelos en la época estival. En la breve descripción que previamente se ha realizado de las bajas térmicas más conocidas del planeta se observa que una característica común, respecto a su localización, es que todas ellas se forman sobre suelos áridos. Aunque éste no llega a ser el caso de la península Ibérica, existe la teoría de que su superficie esta sufriendo un proceso lento de aridificación como consecuencia de la progresiva pérdida de humedad de la capa más externa del suelo, provocada en parte por la desaparición de cubierta vegetal (Castro, 1989). Esta modificación de las características de la superficie terrestre podría llegar a alterar el comportamiento habitual de la atmósfera situada por encima, cuyo análisis sería muy útil para estudiar la evolución de la aridificación de los suelos en la península Ibérica. Así pues, el hecho de que la depresión térmica se forme preferentemente sobre la meseta sur y de que ocasionalmente aparezca un segundo centro de baja presión más pequeño sobre la zona de Los Monegros en el valle del Ebro, dice mucho sobre la relación entre el grado de aridez de los suelos en estas zonas y la formación de este sistema meteorológico.

En la Figura 1.3 se presenta una secuencia de mapas isobáricos en superficie a mesoescala cada tres horas correspondiente a un día típico de verano, donde, aparte de la localización preferente de la baja sobre las zonas más secas y áridas de la península comentadas en el párrafo anterior, se puede observar el carácter cíclico diario de este fenómeno que, como cabía esperar por su origen térmico, alcanza la máxima intensidad después del mediodía, cuando la superficie terrestre adquiere mayor temperatura. A medida que cesa el calentamiento solar y va progresando la noche se aprecia un debilitamiento de la baja, que suele terminar con su total desaparición al amanecer del día siguiente. Es destacable también en estos mapas la presencia de un fuerte gradiente bórico entre la periferia y la zona central de la península cuando la depresión alcanza su máxima intensidad, que tenderá a producir un flujo de aire a bajo nivel desde las áreas costeras hacia las regiones interiores.

Por otro lado, un factor que contribuye a reforzar este efecto, y consecuentemente a hacer que la depresión sea más intensa de lo que cabría esperar por la relativa

pequeña extensión continental sobre la que se forma y del carácter no desértico de sus suelos, es la particular situación geográfica y la orografía de la península Ibérica.

La elevación de las mesetas centrales sobre el nivel del mar, la del norte alrededor de 800 metros en promedio y la del sur aproximadamente de unos 600 metros, y la orientación de las cadenas montañosas casi paralela a la costa en el norte (cordillera Cantábrica), este (Sistema Ibérico) y sur (Sistema Penibético) de la península, va a dar lugar a circulaciones de tipo anabático durante el día, que seguramente reforzarán la convergencia de vientos en superficie y la subsidencia de aire sobre la periferia, contribuyendo a un mayor contraste bórico superficial entre las zonas del interior y de la periferia y superficies marinas próximas.

La gran inhomogeneidad térmica entre los suelos de la península, mayoritariamente semiáridos, y las superficies marinas más frías que la rodean en casi su totalidad, producen durante el día circulaciones de aire hacia tierra, favoreciendo la convergencia de vientos desde la periferia hacia el interior. Este efecto podría asemejarse al monzónico, aunque en este caso sería un "monzón no húmedo". No obstante la advección de aire marítimo húmedo, producida por esta circulación típica en superficie, podría dar lugar a nubes de estancamiento orográfico cuando procede de mares relativamente fríos (cordillera Cantábrica) o a tormentas locales al remontar los sistemas montañosos, y que serán más intensas cuando en altura se den además circunstancias favorables. Estos fenómenos tormentosos suelen localizarse en zonas preferentes como la cordillera Ibérica, la cadena montañosa costera mediterránea y los Pirineos (Font, 1983).

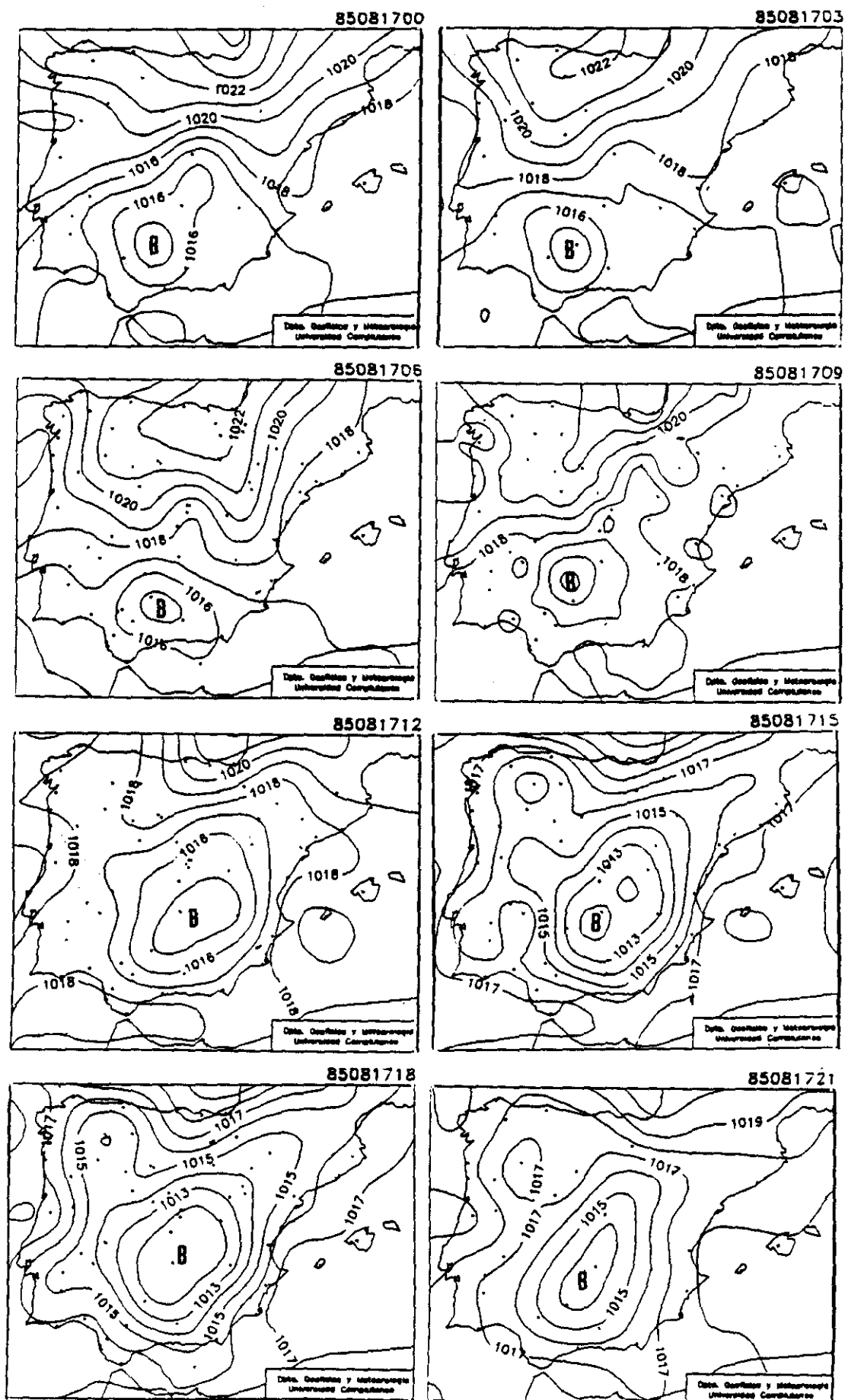


Figura 1.3. Secuencia trihoraria de mapas isobáricos en superficie a mesoescala correspondiente a un día típico de baja térmica (17-8-1985).

En cuanto a la extensión vertical de la depresión térmica ibérica, se caracteriza por un pequeño espesor, puesto que en los mapas meteorológicos correspondientes al nivel de 700 hPa, y en algunas ocasiones en el de 850 hPa, no se suele observar ninguna correspondencia con la baja superficial, apareciendo alrededor de los 3000 metros una capa atmosférica de estratificación muy estable o una inversión térmica (Castro, 1989).

Esta escasa extensión vertical de la baja hace que su efecto dinámico más importante esté ligado a la circulación del aire en las capas más cercanas a la superficie, como ya se ha mencionado. Los flujos del norte y noreste, típicos de los meses de verano, originados a escala sinóptica por el anticiclón atlántico, sufren un curvamiento hacia el centro durante el día, cesando este efecto durante la noche. El estudio realizado por Millán et al. (1991) confirma este comportamiento. El seguimiento de penachos de contaminantes (SO_2) emitidos desde chimeneas altas refleja cómo en la zona septentrional el flujo sinóptico del SE por la tarde rola al N, en la zona de levante rola del NE al E y en la occidental pasa del NNW a soplar del WSW (coincidente con los ejes de las cuencas del Duero y Tajo). Este comportamiento particular de la circulación del viento en superficie asociada a la baja térmica lleva a reconocer el gran interés que tiene el estudio de dicho sistema mesoscálico sobre el transporte de contaminantes en la península Ibérica, como se ha comprobado en las investigaciones llevadas a cabo dentro del proyecto *Mesometeorological Cycles of Air Pollutants in the Iberian Peninsula* (MECAPIP) financiado por la Comisión de Comunidades Europeas. En él se ha confirmado la hipótesis de que la ubicación de los mayores focos industriales, emisores de contaminantes en las zonas norte y este de España, junto con el flujo convergente desde la periferia al interior provocado por la depresión térmica, hace que se produzca una advección de contaminantes hacia el centro canalizada por los valles de los ríos y su inyección por convección orográfica en capas atmosféricas superiores muy estratificadas, donde pueden ser transportados a larga distancia sin sufrir apenas los efectos de deposición en el suelo.

1.4. Estructura y objetivos del trabajo.

La escasez de estudios sobre la depresión térmica en la península Ibérica que pueden encontrarse en la bibliografía está asociada fundamentalmente a la leve repercusión que este fenómeno tiene sobre la predicción del tiempo realizada a partir de los modelos globales de pronóstico. No obstante, como se ha señalado en apartados anteriores, es importante hacer un estudio de su estructura y comportamiento por varias razones. Por un lado, la estrecha relación que tiene este fenómeno con los procesos de aridificación de los suelos de la Península, podría llevar a considerar su estudio como un modo de analizar éstos a partir de las alteraciones atmosféricas que originan. Por otro lado, como se ha descrito anteriormente, está la gran influencia que tiene el flujo de vientos en superficie típico de la baja térmica sobre el arrastre de contaminantes hacia las zonas centrales de la península Ibérica y el transporte a zonas más lejanas de los que se llegan a "inyectar" en las capas altas estables.

Después de haber realizado en este primer capítulo una breve descripción de los estudios que se han llevado a cabo hasta el momento sobre las depresiones térmicas conocidas en el mundo, y el interés que tiene el análisis de la que se forma sobre la península Ibérica, se pasará, en el segundo capítulo, a realizar una estadística descriptiva de este sistema que constará de tres partes, según el tipo de datos utilizados: sinópticos, climatológicos y procedentes de los análisis del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (CEPPM). Se hará una clasificación de días en los que se forma la baja térmica ibérica según unos criterios de selección basados en los campos de presión reducida al nivel del mar sobre la Península y una segunda clasificación en subtipos en función de la localización del máximo gradiente de presión superficial.

En el capítulo 3 se presentará una climatología sinóptica de la depresión térmica ibérica, enfocada al análisis climatológico de los rasgos que caracterizan este sistema y lo distinguen de otros sistemas similares en otras partes del mundo, tales como la localización preferente de su centro, su intensidad, extensión horizontal y

espesor vertical.

En el capítulo 4 se describirán los aspectos relacionados con la estructura dinámica asociada a la baja térmica, así como los factores que afectan a su desarrollo. La última parte de este capítulo se dedica al análisis de la energía cinética asociada a este sistema, haciendo especial referencia a la contribución de las diferentes escalas sobre la generación o destrucción de dicha forma de energía.

Finalmente, en el capítulo 5 se presentarán los resultados de una simulación numérica de la baja térmica sobre la península Ibérica obtenida con un modelo numérico de predicción mesoescalar (PROMES). Se compararán los campos meteorológicos de algunas variables significativas (presión, temperatura potencial, viento, vorticidad, etc.) obtenidos mediante este modelo matemático con los reales observados en un caso de baja térmica.

2. ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA

El objetivo básico de este capítulo es la realización de un análisis detallado de la depresión térmica ibérica desde el punto de vista estadístico.

Se trata, en esencia, de obtener una distribución de la frecuencia mensual de aparición del fenómeno de baja térmica sobre la península Ibérica durante varios años, y de desarrollar una posible clasificación en distintos subtipos, en función de alguna variable meteorológica observada, o una función que se derive de ella, relacionada o influida por este fenómeno de forma preferente, que permita distinguir de manera inequívoca y objetiva una depresión de origen térmico continental de las de otro tipo.

Después de considerar varios procedimientos objetivos de selección de días de baja térmica se ha decidido finalmente utilizar el campo de presiones observadas en superficie, reducidas al nivel del mar, como magnitud representativa de la presencia de la depresión térmica. Esta variable presenta la ventaja de que está poco influida por efectos puramente locales, como podría ocurrir con otras magnitudes, por ejemplo el campo de vientos en superficie. Por otro lado, existe un elevado número de observatorios en la península Ibérica donde se registra rutinariamente su valor (alrededor de 110), lo que proporciona una resolución espacial suficiente para el estudio de un fenómeno de mesoescala como es la baja térmica ibérica.

Este capítulo se divide en tres apartados. En cada uno de ellos se lleva a cabo un estudio estadístico de la depresión térmica ibérica de forma similar, pero en cada uno de ellos se utiliza una base de datos de distinta procedencia.

En el primer apartado los datos utilizados pertenecen a la red sinóptica de observatorios del Instituto Nacional de Meteorología en España y del Instituto de Meteorología y Geofísica portugués. Los observatorios sinópticos facilitan la información diaria a intervalos de tres horas. En este caso, las variables meteorológicas que se han considerado han sido la temperatura y la presión reducida

al nivel del mar proporcionadas directamente por estas estaciones.

En el segundo apartado se utilizan datos tomados de las estaciones climatológicas españolas que facilitan información de la temperatura y de la presión observadas directamente en la estación. Se comentan varios métodos de reducción de la presión al nivel del mar, aconsejados para observatorios meteorológicos a bastante altura sobre el nivel del mar, que es el caso más frecuente en la península Ibérica. La información en las estaciones climatológicas se registra diariamente las 00, 07, 13 y 18 horas (TUC), por lo que los criterios para la selección de días de baja térmica tendrán que ser algo diferentes respecto a los considerados con los datos sinópticos, en los que la información diaria se ofrece a intervalos de tres horas.

Finalmente, para tratar de llevar a cabo un estudio más completo de la estructura de la baja térmica ibérica, tanto en superficie como en altura, se ha recurrido a la información procedente de los análisis del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (de ahora en adelante CEPPM), que facilita todas las variables meteorológicas en todos los niveles de presión estándar cada seis horas en el dominio elegido. Por esto se ha creído conveniente realizar, en el último apartado de este capítulo, una comparación entre los resultados obtenidos con esta nueva base de datos y los correspondientes a los datos sinópticos y climatológicos.

2.1. Estadística de la depresión térmica ibérica con datos sinópticos.

En esta primera fase del análisis de la baja térmica ibérica se presenta el método seguido para determinar objetivamente los días en que se formó este sistema, así como los criterios establecidos para la clasificación de subtipos de baja térmica (Portela y Castro, 1991). Por último, se lleva a cabo un análisis de la persistencia del sistema.

2.1.1. Metodología.

a. Criterios de selección de días con baja térmica.

Para la caracterización climatológica de la baja térmica ibérica es fundamental la determinación de la frecuencia de días en los que se observa este sistema. El único trabajo que se ha encontrado en el que se realiza un análisis de esta clase es el desarrollado por Soler (1977), en el que la baja térmica aparece incluida en una clasificación climatológica de situaciones sinópticas sobre la península Ibérica, como un subtipo perteneciente a una situación que el autor denomina "Tipo 2". Esta clasificación se ha realizado desde el punto de vista estático, siguiendo un método subjetivo basado en el análisis de los mapas meteorológicos diarios en superficie y altura a escala sinóptica, publicados por el Instituto Nacional de Meteorología, correspondientes a las 00 y 12 horas (TUC) cubriendo un período de 20 años. Los resultados obtenidos sobre la frecuencia estacional de ocurrencia de este sistema muestran su total ausencia en otoño e invierno, mientras que aparecen aproximadamente en un 7% y un 22% de ocasiones durante la primavera y el verano, respectivamente.

Dado que la depresión térmica ibérica, debido a su extensión, pertenece a la mesoescala, es evidente que los mapas meteorológicos a escala sinóptica, editados diariamente por el Instituto Nacional de Meteorología, no son los más adecuados para la identificación de este sistema. Por otro lado, su máxima intensidad se observa durante las horas de mayor calentamiento solar, es decir después del mediodía. Estos son los motivos por los que los resultados cuantitativos obtenidos por Soler son bastante más bajos de lo que cabría esperar.

Por tanto, se deduce que los métodos subjetivos, utilizados en climatología para la clasificación de los tipos de tiempo no son los más adecuados para el estudio de la depresión térmica en la península Ibérica, puesto que en muchas ocasiones los mapas sinópticos, en los que las isobaras se trazan a intervalos de cuatro hectopascales, no reflejan la presencia de esta clase de depresiones mesoescalares.

En consecuencia, se han elaborado una serie de criterios objetivos que permiten determinar en qué ocasiones se ha desarrollado una depresión térmica sobre la península Ibérica, basados en el análisis del campo de presiones reducidas al nivel del mar proporcionadas por la red sinóptica de observatorios del Instituto Nacional de Meteorología español y del Instituto de Meteorología y Geofísica portugués.

Se han seleccionado 82 estaciones de las aproximadamente 110 que cubren todo el territorio peninsular, no considerándose aquellas que presentaban escasa frecuencia de observaciones diarias o elevada carencia de datos, así como los observatorios demasiado próximos y algunos de los situados en el centro de la Península, pues en esta zona las diferencias de presión son en general pequeñas con situación de baja térmica. En la figura 2.1 se presenta, la situación de los observatorios tenidos en cuenta en este estudio. Todos estos observatorios se han clasificado según el área geográfica donde se encuentren; considerándose las zonas siguientes: Norte, Noreste, Este, Sureste, Sur, Suroeste y Noroeste. Dentro de cada zona, se ha tenido en cuenta la proximidad al litoral, denominando *periféricos* a los situados a menos de unos 40 kilómetros de la costa e *interiores* a los demás (Ver Tabla 2.1).

TABLA 2.1

ZONA	SITUACIÓN	OBSERVATORIOS
NORTE	<i>Interior</i>	León (Virgen del Camino), Burgos (Villafría), Vitoria, Logroño, Logroño (Agoncillo), Palencia, Valladolid (Villanubla), Valladolid.
	<i>Periferia</i>	Avilés(Aeropuerto), Gijón, Oviedo, Santander, Santander (Aeropuerto), Bilbao (Aeropuerto), San Sebastián (Igueldo), Fuenterrabía.
NORESTE	<i>Interior</i>	Huesca (Monflorite), Zaragoza (Aeropuerto), Lérida, Zaragoza.
	<i>Periferia</i>	Reus(Aeropuerto), Tarragona, Barcelona(Aeropuerto), Barcelona, Gerona (Aeropuerto).
ESTE	<i>Interior</i>	Daroca, Cuenca, Molina de Aragón, Calamocha, Teruel.
	<i>Periferia</i>	Tortosa, Valencia(Aeropuerto), Valencia, Alcira, Castellón.
SURESTE	<i>Interior</i>	Ciudad Real, Albacete, Jaén.
	<i>Periferia</i>	Almería(Aeropuerto), Almería, Murcia, Alicante, Alcantarilla, Cartagena, San Javier, Alicante (El Altet).
SUR	<i>Interior</i>	Hinojosa del Duque, Sevilla (Tablada), Sevilla (San Pablo), Morón de la Frontera, Córdoba (Aeropuerto), Granada (Aeropuerto).
	<i>Periferia</i>	Huelva, Rota, Jerez de la Frontera, Cádiz, San Fernando, Tarifa, Málaga (Aeropuerto).
SUROESTE	<i>Interior</i>	Cáceres, Talavera la Real (Badajoz), Évora, Beja, Castelo Branco.
	<i>Periferia</i>	Cabo Carvoeiro, Cabo San Vicente, Faro, Lisboa, Lisboa (Aeropuerto).
NOROESTE	<i>Interior</i>	Lugo(Rozas), Ponferrada, Bragança, Vila Real.
	<i>Periferia</i>	La Coruña, Monteventoso, El Ferrol, Marín, Santiago (Aeropuerto), Vigo (Aeropuerto), Vigo, Viana do Castelo, Oporto.

Antes de utilizar la información facilitada por los observatorios elegidos se ha realizado un proceso de 'depuración' de posibles datos erróneos, basado en el cálculo del gradiente espacial de presión reducida al nivel del mar entre cada una de las estaciones y las cuatro más cercanas a ella, de manera que se rechazan los casos

en que dicho gradiente es mayor o igual a un valor determinado, entre cada estación y las más próximas.

Se describen a continuación los criterios que se han establecido para considerar que se ha desarrollado una depresión térmica en la península Ibérica. Estos criterios se han fundado no sólo en los rasgos típicos que caracterizan a las bajas de origen térmico, sino también en las condiciones atmosféricas a macroescala que afectan a la Península.

Se considera que se ha formado una baja térmica sobre la península Ibérica cuando concurren las siguientes circunstancias:

- a) La presión en superficie, en todos los observatorios de la península Ibérica a las 12 horas (TUC) y a las 15 horas (TUC) debe ser mayor de 1002 hPa. Esta primera condición trata de evitar el confundir las bajas térmicas con otro tipo de depresiones de origen no continental, que suelen ser más profundas.
- b) La presión en superficie a las 6 horas (TUC) debe ser mayor de 1011 hPa en los observatorios *periféricos* de las zonas Norte y Noroeste de la península Ibérica. Este criterio pretende la eliminación de aquellos días en los que se produce la entrada de un sistema frontal desde el océano Atlántico, cuyo efecto se vería reflejado fundamentalmente en un acusado descenso bórico en las zonas más próximas al centro de la perturbación.
- c) La presión a las 12 horas (TUC) debe ser mayor que a las 15 horas (TUC) en las estaciones *interiores* de las zonas Sur, Sureste y Este de la península. Si en más de dos de estas estaciones la presión fuera mayor a las 15 horas que a las 12 horas se consideraría que en ese día no se ha desarrollado una baja térmica. Este criterio excluyente responde al carácter cíclico diario de las depresiones térmicas, asociado al calentamiento de la capa de aire en contacto con el suelo.

Al mismo tiempo, dicho criterio permite el desarrollo de una depresión térmica en las regiones más áridas del Sur y Este de la península, mientras las regiones del Norte y Oeste se encuentran bajo el radio de acción del anticiclón atlántico.

- d) En último lugar, se impone que en cada zona la presión a las 12 horas (TUC) en las estaciones *interiores* sea menor o igual que el valor alcanzado en las *periféricas* más una constante arbitraria, a la que se ha dado el valor de 0.5 hPa. Además se exige que a las 15 horas (TUC) el valor de la presión alcanzado en las estaciones *interiores* sea estrictamente menor que el registrado por las *periféricas*. Estos dos criterios atienden a la característica esencial de cualquier depresión de origen térmico continental: la intensidad máxima va ligada al momento del día en que el suelo adquiere su mayor temperatura, que en el caso de la península Ibérica suele ser entre las 12 horas (TUC) y las 15 horas (TUC). Para evitar posibles errores por ausencia de algún dato, la comparación se realiza entre el valor promedio del conjunto de observatorios *periféricos* y el de los *interiores* en cada zona geográfica. Podría ocurrir que no en todas las ocasiones, ni en todas las estaciones la baja térmica estuviera completamente desarrollada, a las 12 horas (TUC) , pudiéndose registrar a esa hora diferencias de presión entre estaciones costeras e interiores cercanas inferiores a 1 hPa. Después de realizar diferentes análisis se ha considerado que un margen de 0.5 hPa es el más adecuado para contemplar este caso, sin caer en el error de no tomar como situación de baja térmica una que realmente lo sea o viceversa.

b. Tipos de baja térmica.

Una vez seleccionados los días con baja térmica, se ha realizado una clasificación de este sistema bórico a mesoescala en función de las siguientes características del campo de presiones en superficie reducidas al nivel del mar:

- a) La situación de la zona de máximo gradiente de presión, que da cuenta de la 'excentricidad' de las isobaras sobre la península Ibérica.
- b) La 'intensidad' de la depresión peninsular, es decir, la máxima diferencia de presión entre su centro y la periferia.

Así, se consideran los siguientes tipos de baja térmica según la zona geográfica donde se observe la máxima diferencia de presión (ΔP_m) entre los valores promedios de un conjunto de estaciones *periféricas* y uno de estaciones *interiores* incluidas en dicha zona geográfica:

TIPO 1: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN LA ZONA SUROESTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{Faro}) + P(\text{Cádiz}) + P(\text{Málaga})}{3} - P(\text{Córdoba})$$

TIPO 2: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN EL SURESTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{Málaga}) + P(\text{San Javier}) + P(\text{Valencia})}{3} - P(\text{Granada})$$

TIPO 3: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN EL ESTE-SURESTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{Málaga}) + P(\text{San Javier}) + P(\text{Valencia})}{3} - P(\text{Albacete})$$

TIPO 4: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN EL OESTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{Oporto}) + P(\text{Lisboa}) + P(\text{Faro})}{3} - P(\text{Cáceres})$$

TIPO 5: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN EL ESTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{San Javier}) + P(\text{Valencia}) + P(\text{Barcelona})}{3} - \frac{P(\text{Albacete}) + P(\text{Zaragoza})}{2}$$

TIPO 6: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN EL TERCIO SUR:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{Faro}) + P(\text{Cádiz}) + P(\text{Málaga}) + P(\text{San Javier})}{3} - \frac{P(\text{Córdoba}) + P(\text{Granada}) + P(\text{Albacete})}{3}$$

TIPO 7: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN EL NORTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{LaCoruña}) + P(\text{Santander}) + P(\text{Igueldo})}{3} - P(\text{Valladolid})$$

TIPO 8: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN LA ZONA NOROESTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{Oporto}) + P(\text{LaCoruña}) + P(\text{Santander})}{3} - P(\text{León})$$

Podría darse el caso de que alguna de estas estaciones elegidas no proporcionase dato, considerándose en ese caso otro observatorio alternativo situado en la misma zona, con situación geográfica similar.

En esta clasificación por 'tipos' de baja térmica se ha utilizado la primera de las características del campo de presión en superficie antes citadas: La excentricidad de las isobaras. Considerando ahora la segunda característica, es decir la magnitud de la máxima diferencia entre el valor de la presión observada en el centro de la península y su periferia, se elabora una clasificación de cada tipo de baja térmica en cuatro subtipos:

Subtipo A: Cuando $\overline{\Delta P} < 2 \text{ hPa}$

Subtipo B: Cuando $2 \leq \overline{\Delta P} < 4 \text{ hPa}$

Subtipo C: Cuando $4 \leq \overline{\Delta P} < 6 \text{ hPa}$

Subtipo D: Cuando $\overline{\Delta P} \geq 6 \text{ hPa}$

El valor de $\overline{\Delta P}$ corresponde, en este caso, a la diferencia entre la presión media de las siguientes estaciones *periféricas* principales: *Igueldo, Santander, La Coruña, Oporto, Lisboa, Faro, Cádiz, Málaga, San Javier, Valencia y Barcelona-Aeropuerto*, y la presión media de las estaciones *interiores* principales más centradas: *Albacete, Valladolid y Madrid*.

c. Análisis de persistencia.

Como parte final de este estudio estadístico de la baja térmica, se ha realizado un análisis de la persistencia de este sistema, tomando como base de datos los de tipo sinóptico.

Las series de valores de determinadas variables meteorológicas, como la temperatura y la precipitación, presentan una cierta autocorrelación a lo largo del tiempo, es decir una 'persistencia', menor cuanto mayor sea el intervalo de tiempo (Arléry et al., 1973). La persistencia se puede caracterizar numéricamente de diversas maneras. Entre ellas se encuentra la propuesta por L. Besson, que será utilizada en este estudio, basada en el cálculo de un 'coeficiente de persistencia', R_B , expresado como:

$$R_B = \frac{p' - p}{1 - p'} \quad (2.1)$$

donde p es, la probabilidad de 'día de baja térmica' y p' es la probabilidad de 'día de baja térmica precedido o seguido de día de baja térmica'. El coeficiente de persistencia de Besson varía de cero a infinito. Así, en el caso de que no existiese persistencia, la probabilidad de que en un día dado se formase una baja térmica no dependería de lo que ocurriera en el día anterior o en el siguiente y, por lo tanto, el coeficiente de persistencia de Besson sería nulo por ser $p' = p$. Por otro lado, cuanto mayor sea el valor de R_B , o lo que es lo mismo, cuanto más grande sea p' respecto a p , habrá más persistencia. Una idea más clara del porcentaje de persistencia de un fenómeno se obtiene con un coeficiente similar al anterior, cuyos valores se

encuentran acotados entre 0 y 1, que se determina mediante la siguiente expresión:

$$r_B = \frac{p' - p}{1 - p} \quad (2.2)$$

Al igual que R_B , en caso de no existir persistencia $r_B=0$. Por el contrario, los valores cercanos a uno indicarán un alto porcentaje de persistencia del fenómeno en estudio.

Otro coeficiente utilizado para caracterizar la persistencia es la llamada *razón de persistencia*. Definiendo 'permanencia de n días de baja térmica' como el período de n días consecutivos en los que se ha producido el fenómeno, precedido y seguido por un día sin ocurrencia de baja térmica, se tiene que la *razón de persistencia* es el resultado del cociente entre la duración media de las permanencias observadas y la duración media de las permanencias esperadas o teóricas, suponiendo el suceso regido por las leyes del azar.

La duración media de las permanencias esperadas o teóricas del fenómeno, considerado como aleatorio, es el cociente entre el número total de días de ocurrencia y el número de permanencias esperadas. Es decir, si la probabilidad de día de baja térmica es p y la de día sin baja térmica es $q=1-p$, la probabilidad de encontrar un día sin baja térmica seguido al menos por un día de baja térmica es qp . En N días esperamos encontrar Npq permanencias de uno o más días de baja térmica. Por tanto, llamando n al número total de días de baja térmica, la duración media esperada para las permanencias se expresará como $\frac{n}{Npq} = \frac{1}{q} = \frac{1}{1-p}$, puesto que $n=Np$.

La duración media de las permanencias observadas se puede obtener dividiendo el número de días de baja térmica, n , por las permanencias observadas. Estas permanencias observadas se hallan restando del número total de días de baja

térmica el número de días de baja térmica precedidos por días de baja térmica, n' . De este modo, se obtiene la siguiente expresión para la duración media de las permanencias observadas:

$$\frac{n}{n-n'} = \frac{1}{1-\frac{n'}{n}} = \frac{1}{1-\frac{p'n}{n}} = \frac{1}{1-p'} \quad (2.3)$$

Finalmente, la razón de persistencia R_p vendrá dada por:

$$R_p = \frac{1-p}{1-p'} \quad (2.4)$$

Si el fenómeno de baja térmica estuviese regido por las leyes del azar, el valor de la razón de persistencia debería ser la unidad.

La relación entre el coeficiente de Besson y este nuevo coeficiente es:

$$R_p = 1 + R_B \quad (2.5)$$

2.1.2. Resultados.

En esta primera parte del estudio estadístico de la depresión térmica ibérica se han utilizado los datos trihorarios de presión reducida al nivel del mar proporcionados por los observatorios de la red sinóptica de España y Portugal que se presentan en la figura 2.1, a lo largo de los períodos comprendidos entre 1973 y 1977 y entre 1985 y 1988. La razón de haber seleccionado estos dos períodos se debe a la conveniencia de considerar años con primaveras y otoños más o menos lluviosos, con la finalidad de analizar la posible influencia de la sequedad de los suelos en la distribución de frecuencia mensual de la depresión térmica en la península Ibérica.

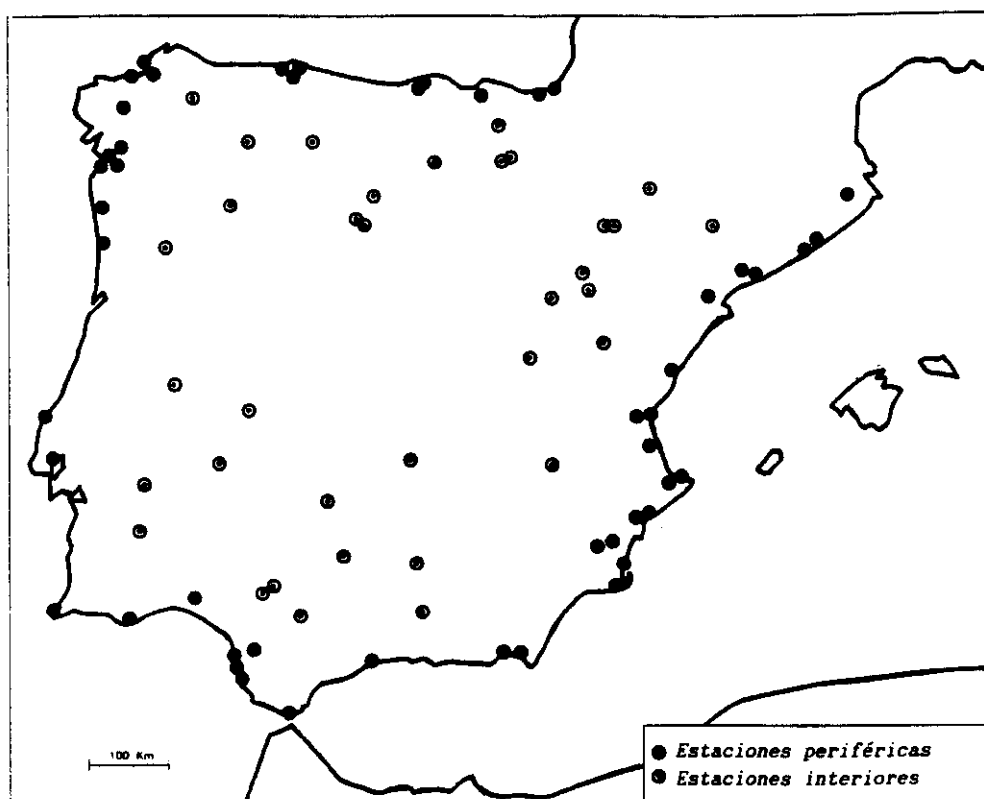


Figura 2.1. Localización geográfica de los observatorios de la red sinóptica utilizados.

Una vez aplicados los criterios de selección de días de baja térmica sobre la península Ibérica, se procedió a verificar la bondad de los mismos. Para ello se tomaron seis meses al azar de los ciento ocho analizados y se comprobó, mediante la observación visual de los cuatro mapas sinópticos diarios en superficie (00, 06, 12 y 18 horas) si se había considerado en alguna ocasión como baja térmica otro tipo de depresiones o si no se había estimado como tal alguna que sí lo era.

Los resultados de este análisis comparativo fueron satisfactorios, dentro de la subjetividad que lleva intrínseca tanto la tarea de trazado de los mapas sinópticos como la determinación visual sobre los mismos de un fenómeno mesoescalar, que en ocasiones es obviado debido a su pequeño tamaño. Por tanto, después del resultado positivo de esta comprobación, se aceptó la bondad de los criterios de selección de días de ocurrencia de baja térmica propuestos.

a. Frecuencia de días con situación de baja térmica.

La distribución de frecuencia mensual de días con situación de baja térmica en la península Ibérica para los dos períodos de tiempo estudiados se presenta en la figura 2.2. En ella aparece reflejado también el volumen mensual de precipitación registrado en la España peninsular durante esos mismos años, expresado en m^3 como resultado del producto del espesor de agua precipitada y la superficie total del territorio.

El comportamiento mensual de la distribución de frecuencia de días con baja térmica es semejante en cada año, como se puede apreciar en la gráfica. La máxima frecuencia se suele presentar en los meses de julio y agosto, superándose en la mayoría de ellos el 50% y la mínima ocurre en marzo y octubre, meses en los que, en general, no se presenta el fenómeno en más del 10% de los días. Febrero y noviembre muestran porcentajes despreciables por lo que no se reflejan en la figura, así como diciembre y enero en los que la baja térmica no tiene ninguna incidencia.

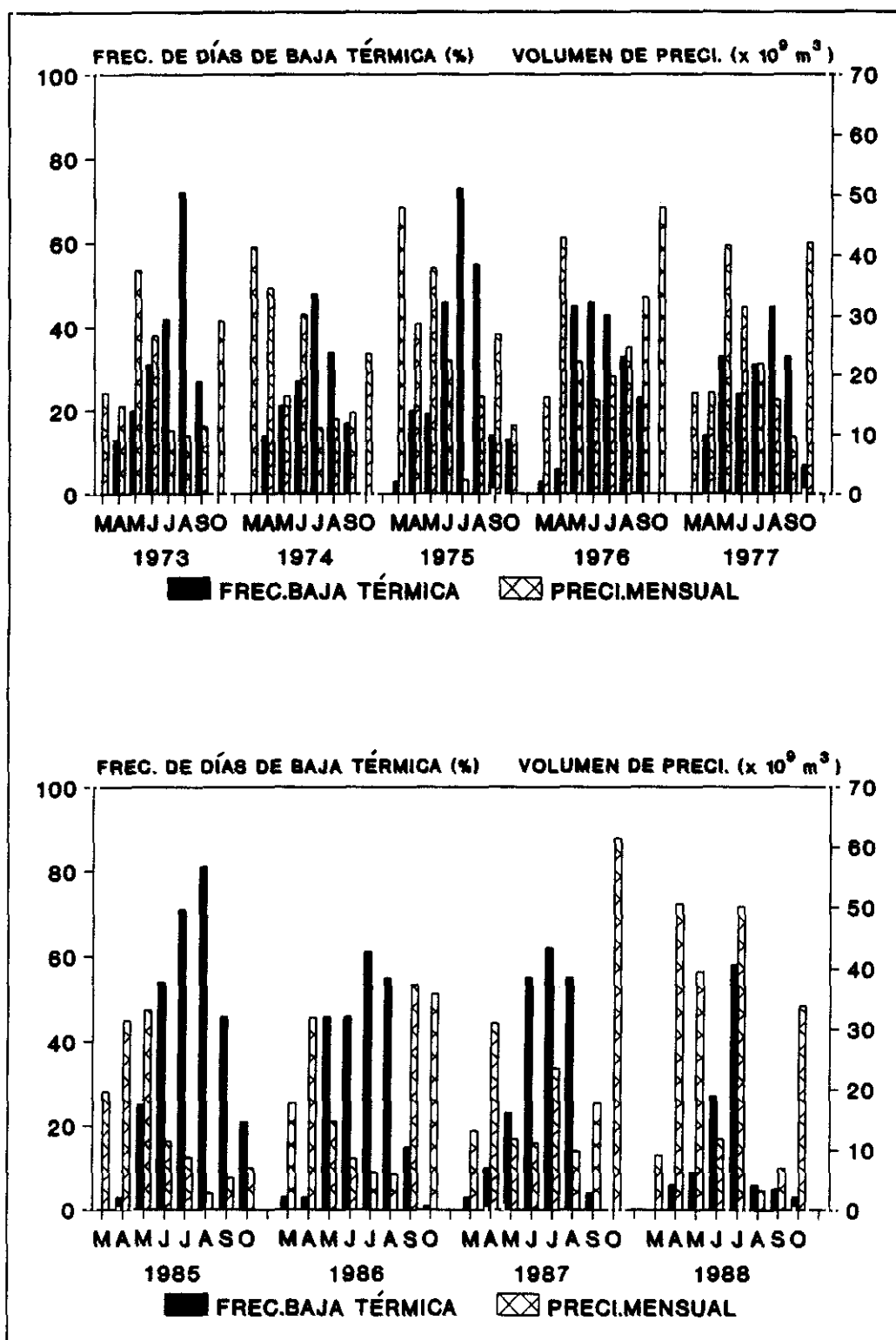


Figura 2.2 Frecuencia de días de baja térmica y precipitación mensual en la España peninsular.

A pesar de que en todos los años considerados el aspecto de la distribución es muy similar, con valores máximos en la época estival y muy bajos en el resto del año, se aprecian algunas diferencias en la distribución de frecuencias correspondiente a cada año, que parecen estar ligadas al carácter húmedo o seco de los inviernos y primaveras del año correspondiente. Así, se observa un mínimo relativo de frecuencia de ocurrencia de días de baja térmica en el mes de junio de 1977; en 1973, 1977 y 1985 el máximo se alcanza en el mes de agosto, mientras que en el resto de los años el máximo se presenta en julio.

En la figura 2.2 se puede observar de forma general un buen grado de correspondencia entre la distribución anual de lluvias en España peninsular con la de ocurrencia de días con situación de baja térmica. Un mínimo en el volumen de precipitación mensual se corresponde con un máximo en la distribución de frecuencias de días con depresión térmica a lo largo de ese mes. Además, cuanto menor es el valor alcanzado por el mínimo en la curva de precipitación, mayor es el máximo de la distribución de frecuencias de días de baja térmica. Así, los meses más secos de los estudiados fueron julio de 1975 y agosto de 1985, con 2362 y 2803 millones de m³ de agua de lluvia caída en España peninsular, respectivamente, presentando ambos los mayores valores de frecuencia de días con baja térmica: 73 % en julio de 1975 y 81 % en agosto de 1985. El motivo por el que no coincide exactamente el mes con mayor número de días de baja térmica con el menos lluvioso puede atribuirse al volumen de precipitación en los meses precedentes. Así, el mes de junio de 1975 fue mucho más lluvioso que julio de 1985, recogándose 22411 y 8786 millones de m³ de agua de lluvia en España peninsular en cada uno de ellos respectivamente. La mayor cantidad de humedad acumulada por los suelos en el primer caso influye en el balance de energía, produciendo un aumento del flujo de calor latente por evaporación y, en consecuencia, un descenso en el flujo de calor sensible por convección, lo que hará menos probable la formación de este tipo de sistemas de baja presión que se desarrollan fundamentalmente gracias al calentamiento por convección seca.

En general, se puede afirmar que el volumen anual de precipitación está

relacionado con la frecuencia total de ocurrencia de días de baja térmica de forma inversa. Así, el año más lluvioso de los estudiados fue 1988, siendo a su vez el que presentó menor cantidad de días con ocurrencia de baja térmica. Por otro lado, 1985 fue el año más seco y el que contabilizó mayor número de días de baja térmica. Este hecho parece confirmar el origen peninsular de la baja térmica, asociado al intenso calentamiento de sus suelos, en su mayor parte con bajo contenido de humedad.

A pesar del buen grado de correspondencia entre las gráficas de distribución de frecuencia de días con baja térmica y de precipitación mensual en España peninsular, observamos que la concordancia no es perfecta. Esto probablemente se deba a otra circunstancia que influye de forma decisiva en el desarrollo de este sistema sobre la península Ibérica: Por tratarse de un sistema a mesoescala, su aparición va a estar notablemente condicionada por la actividad atmosférica a escala mayor, es decir que la formación y desarrollo de una depresión térmica en la península, no solamente está supeditada a un calentamiento diferencial entre el interior y la periferia, sino fundamentalmente a la proximidad y situación del anticiclón atlántico.

b. Frecuencia de los tipos y subtipos de baja térmica ibérica.

En la figura 2.3 se presenta el número total de observaciones correspondientes a cada uno de los tipos de baja térmica mencionados en el apartado anterior, en función del mes y de la hora del día, a lo largo de los nueve años estudiados, distinguiéndose también en ella la frecuencia correspondiente a cada subtipo en función de la diferencia bórica entre observatorios *periféricos* e *interiores* (que llamaremos 'intensidad máxima' de la depresión).

A simple vista, se observa un máximo de ocurrencia del sistema en los meses centrales del verano, ya comentado al presentar la figura 2.2. Por otro lado, es de destacar la mayor incidencia de los tipos de baja térmica 2, 7 y 8 (máximo gradiente de presión en el sureste, norte y noroeste, respectivamente) respecto al resto de los tipos de baja térmica, que suelen presentar escaso número de observaciones. La

abundancia de los tipos 7 y 8 parece estar relacionada con la proximidad del anticiclón atlántico a las zonas norte y noroeste de la península, así como con el mayor contraste térmico entre las aguas superficiales del océano relativamente frías y los suelos cálidos del interior de la misma. Ambos factores contribuyen a que las diferencias b́aricas entre los observatorios perif́ericos e interiores de la mitad norte sean ḿas acusadas que en la zona sur de la península, lo que justificaría el hecho de que las mayores 'intensidades máximas' se presenten con estos dos tipos de baja térmica, como se refleja en la figura 2.3.

De la misma manera se podría explicar la menor frecuencia e 'intensidad máxima' de bajas del tipo 1, 2 y 3, con máximo gradiente de presión en el suroeste, sureste y este-sureste, *respectivamente, pues en estas zonas no sólo existe una menor diferencia de temperatura entre la superficie terrestre y la marina, sino que además se encuentran próximas al área de influencia de la extensa depresión térmica sahariana.*

Otro aspecto apreciable en la figura 2.3, relativo a la intensidad máxima de la baja térmica, es el reforzamiento que sufre a lo largo del día a partir del mes de julio, con el máximo a las 18 horas y en algunas ocasiones permaneciendo este sistema a lo largo de la noche, mientras que en los meses precedentes las intensidades máximas se observan a las 15 horas. Este hecho confirma de nuevo la estrecha relación entre la formación y desarrollo de dicho sistema y el balance de flujos de calor latente y sensible en la mayor parte de los suelos del interior peninsular. Atendiendo a esta circunstancia, cabría esperar una mayor abundancia de bajas térmicas del tipo 1 al 6, formadas sobre las zonas más secas y áridas de la península, y no un predominio, tanto en frecuencia como en intensidad máxima, de las del tipo 7 y 8, formadas sobre suelos con mayor cubierta vegetal y por tanto más húmedas. Para explicar este comportamiento es preciso considerar una influencia no meteorológica. Los datos de presión utilizados en este análisis corresponden a valores de presión reducida al nivel del mar mediante la aplicación del método estándar (WMO, 1954). Este procedimiento introduce un error de cálculo desigual según la altura topográfica a la que se encuentre el observatorio considerado. Así,

cuando la temperatura del aire junto al suelo alcanza valores elevados, la presión reducida de las estaciones elevadas resulta 'artificialmente' más baja que en el caso de observatorios situados a alturas topográficas menores.

En el caso de la península Ibérica, los observatorios *interiores* de la mitad norte, cuyos datos de presión reducida se comparan con los de los *periféricos* correspondientes, se encuentran a alturas superiores a 700 metros sobre el nivel del mar, mientras que los de la mitad sur no llegan a superar en general los 400 metros. Este hecho va a dar lugar a un 'aparente' mayor contraste bórico entre las estaciones litorales y las interiores en la zona del norte que en la del sur u oeste.

Con el fin de tratar de evitar este problema, se procederá, en el siguiente apartado, al análisis de diversos métodos de reducción de la presión al nivel del mar. Una vez seleccionado el que proporcione resultados óptimos se llevará a cabo un estudio estadístico similar al realizado en este primer apartado, utilizando los valores de presión reducida al nivel del mar obtenidos con el nuevo método.

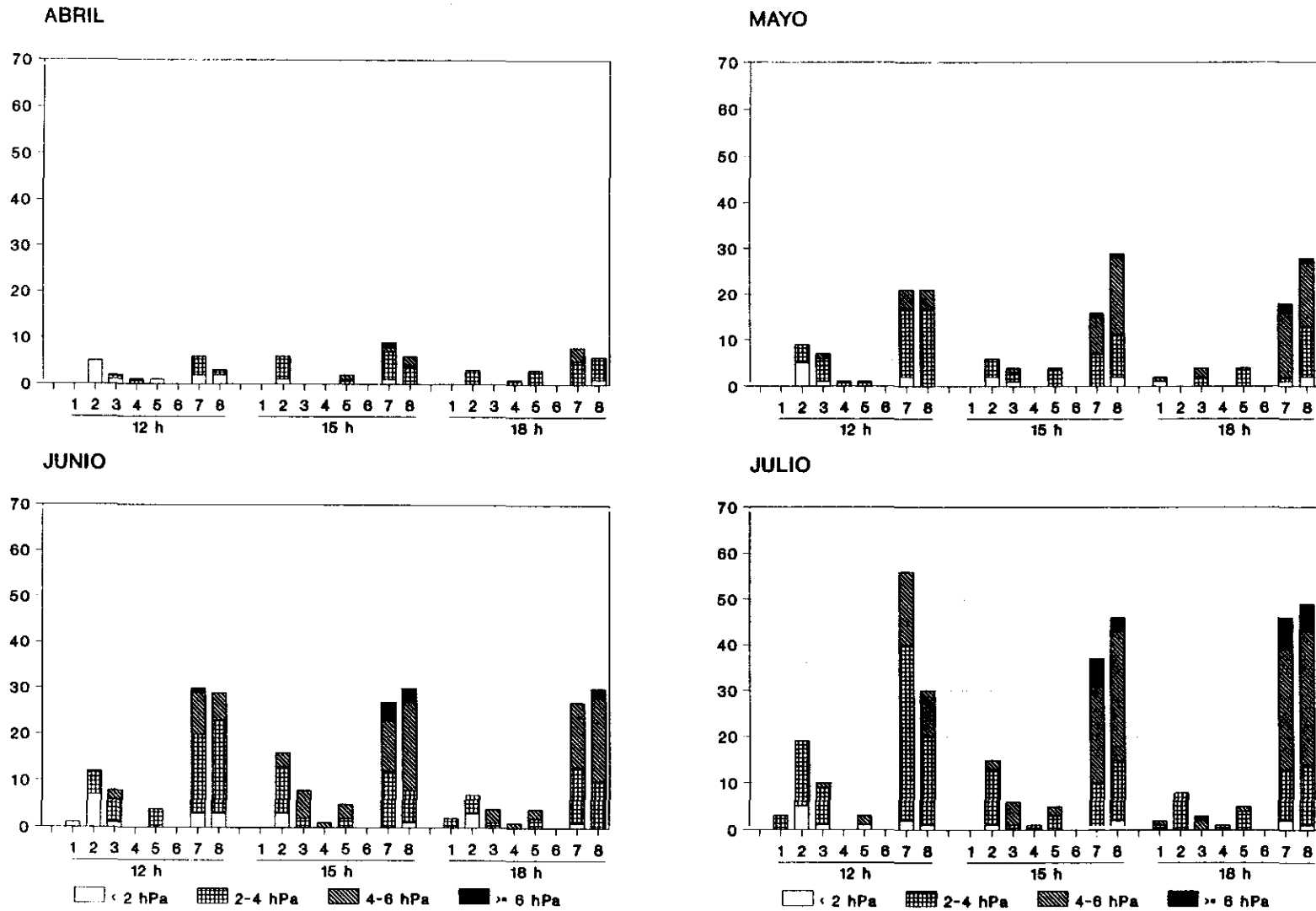


Figura 2.3. Frecuencia de los tipos y subtipos de baja térmica, en función del mes y de la hora del día, para los nueve años estudiados.

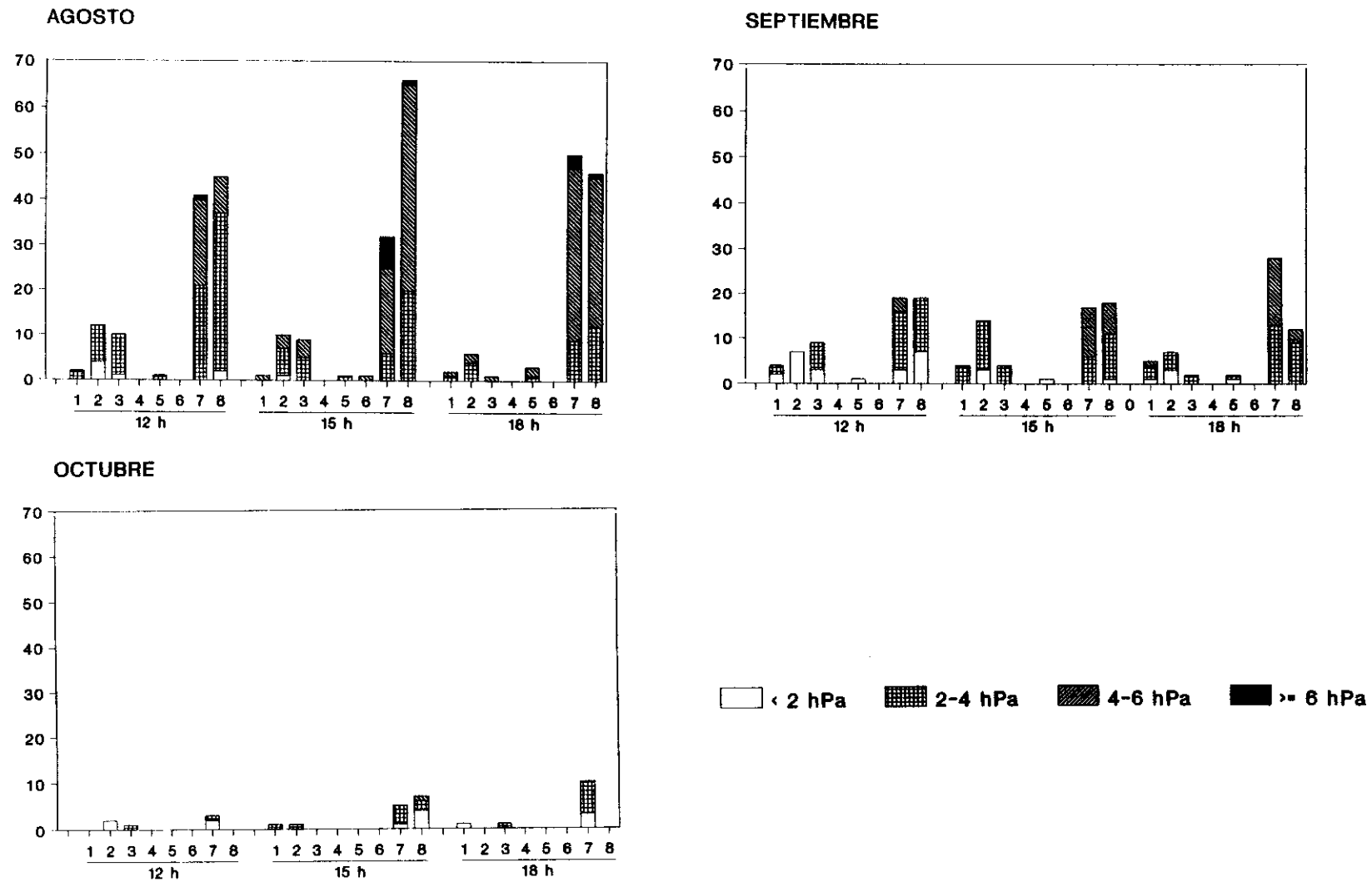


Figura 2.3. (Continuación) Frecuencia de los tipos y subtipos de baja térmica, en función del mes y de la hora del día, para los nueve años estudiados.

c. Persistencia del fenómeno de baja térmica.

Como ya se ha indicado, la persistencia del fenómeno de baja térmica se ha estudiado a través del coeficiente de persistencia de Besson y de r_B , definidos mediante las ecuaciones (2.1) y (2.2), respectivamente. Para su cálculo es necesario obtener las probabilidades de día de baja térmica (p) y de día de baja térmica seguido o precedido por día de baja térmica (p'). Para ello se ha construido la tabla 2.2, en la que figuran las secuencias de días de baja térmica por meses y por años, el número de días de baja térmica total, el número de días de baja térmica precedidos de días de baja térmica, p , p' y R_B , para cada mes.

Como se puede apreciar en la tabla 2.2, no se han considerado los meses de marzo y octubre para el estudio de la persistencia. Esto es debido a que en la mayoría de los años analizados no se presentaba el sistema de baja térmica en dichos meses.

Atendiendo a los valores que aparecen al final de la tabla 2.2, se obtienen los siguientes resultados para la totalidad de los datos:

$$p = 0.35$$

$$p' = 0.56$$

$$R_B = 0.48$$

$$r_B = 0.32$$

Como se puede observar, en todos los casos la probabilidad de que se presente baja térmica en un día dado es mayor si en el día precedente se formó este sistema, puesto que p' es mayor que p . Este hecho indica la existencia de persistencia, que se refleja en los valores de los coeficientes R_B y r_B .

Tabla 2.2. Número de días de permanencias de Baja Térmica (B.T.) durante los nueve años en estudio.

MES AÑO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOST	SEPT
1973	2-1	2-2-1	1-1-1- 3+	+3-1-2- 1-2-1-1	1-1-2-1- 9-2-1	3-3-1-1
1974	1-2-1	1-1-3-1	2-2-1-2- 1	2-5-2-2- 3	2-2-2-1- 1-2	1-1-1-1- 1
1975	1-3-1-1	2-1-1-2	1-1-3-1- 3-1-1-1	3-1-1-1- 5-6-4-1	1-5-3-1- 3-3	1-1-1-1
1976	+1-1-1	2-1-4- 5-2+	+1-7-3- 2	3-1-3-1- 1-2-2	2-2-3-2	1-6
1977	4	1-6-1- 1-1	1-2-2-2	1-2-1-2- 2	1-5-5-1- 1	2-1-1-1- 2-1-1
1985	1	1-1-1- 3-1	5-2-1-4- 3+	+1-2-7- 8-1-1+	+5-2-1- 2-7-1-3	3-3-1-1- 2-1
1986	1	5-3-3- 2-1	1-1-1-4- 5	2-2-4-3- 1-5+	+2-1-4- 6-2	2-2
1987	2-1+	+2-1- 1-1-1-1	2-2-1-1- 2-7	7-4-1-6	2-7-2-2- 3-1	3-4-3-1- 1
1988	1-1	1-1-1	1-1-1-4- 1	7-4-2-2- 1-2+	+2-1- 12-1-2	2-4-3-6
Días B.T.	27	72	96	141	136	75
Días B.T. precedidos por día B.T.	9	33	51	89	88	36
Días observados	265	269	252	255	253	256
p	0.1	0.27	0.38	0.55	0.54	0.29
p'	0.33	0.46	0.53	0.63	0.65	0.48
R _B	0.34	0.35	0.32	0.22	0.31	0.36

TOTALES : $\left\{ \begin{array}{l} \text{-Nº de días de Baja Térmica} = 547 \\ \text{-Nº de días de Baja Térmica} \\ \text{precedidos de día de Baja Térmica} = 306 \\ \text{-Nº de días observados} = 1550 \end{array} \right.$

En la figura 2.4 se han representado los valores mensuales de p , p' , R_B y r_B . En ella se aprecia la analogía existente en la variación anual de p y de p' , así como en la posición de los máximos y mínimos de ambos valores. El mínimo absoluto para p y p' ocurre en el mes de abril, lo que se corresponde con el mínimo absoluto de aparición de días de baja térmica (27). El valor máximo de la probabilidad de día de baja térmica (p) ocurre en julio (0.55) siendo muy próximo al alcanzado en el mes de agosto (0.54). En el caso de la probabilidad de día de baja térmica precedido de día de baja térmica (p') el máximo absoluto se presenta en agosto (0.65) presentando el mes de julio un valor muy cercano a éste (0.63).

Una vez más se pone de manifiesto el origen térmico de este sistema meteorológico: la máxima probabilidad de aparición de la baja ocurre en los meses más cálidos y secos del año.

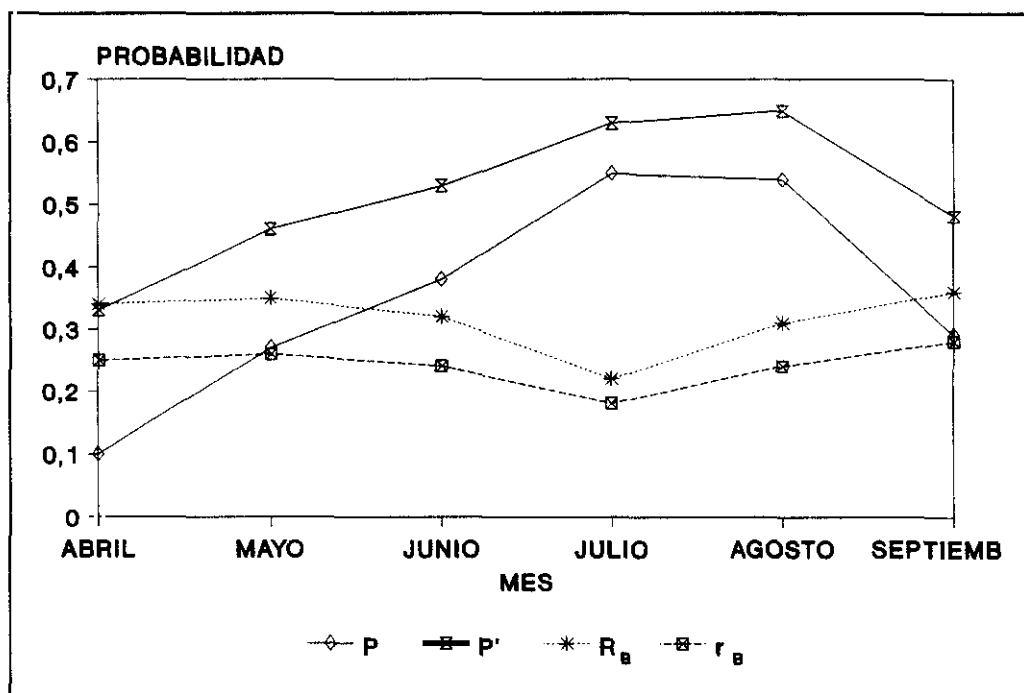


Figura 2.4. Valores mensuales de p , p' , R_B y r_B .

Considerando los valores para la probabilidad de día de baja térmica ($p=0.35$) y de día de baja térmica precedido por día de baja térmica ($p'=0.56$),

según se ha explicado en el apartado anterior, se obtiene para la razón de persistencia un valor de 1.48.

En la tabla 2.3 se presentan las frecuencias observadas de las permanencias de n días de baja térmica, junto con las calculadas en el caso de que no hubiese persistencia.

Suponiendo que no hay persistencia, la probabilidad de permanencia de un día de baja térmica, esto es la probabilidad de un día de baja térmica precedido y seguido por un día sin baja térmica, es q^2p , y en N días se esperan Nq^2p permanencias de un día. De la misma manera, se esperan Nq^2p^2 permanencias de dos días de baja térmica, y así sucesivamente. En general se esperan Nq^2p^n permanencias de n días de baja térmica. De esta forma se han calculado las permanencias teóricas, en caso de aleatoriedad, y las observadas, que se resumen en la tabla 2.3.

Tabla 2.3. Permanencias de n días de baja térmica durante el período 1973-1977 y 1985-1988.

Frecuencias Días de las permanencias n	Calculadas sin persistencia	Observadas
1	229	113
2	80	57
3	28	29
4	10	14
5	3	9
6	1.2	8
7	0.4	8
8	0.15	1
9	0.05	1
10	0.02	0
11	0	0
12	0	1

Como consecuencia de la persistencia, el número de permanencias largas observadas son mayores que las calculadas presentando valores más bajos en las permanencias cortas ($n = 1,2$).

Para finalizar con el estudio de la persistencia de la depresión térmica en la península Ibérica, se calcula la probabilidad de día de baja térmica después de n días continuados de baja térmica, p_n , a partir de las observaciones. Si el fenómeno fuese aleatorio, las probabilidades calculadas deberían ser iguales o muy próximas a $p = 0.35$ (probabilidad estimada de día de baja térmica).

En la tabla 2.4 se presentan las frecuencias observadas de uno o más días de baja térmica, de dos o más días de baja térmica, de tres o más días de baja térmica, etc.. Si, a partir del segundo valor, se divide cada una de ellos por el anterior, se obtienen las estimaciones de las probabilidades de día de baja térmica después de un día de baja térmica (p_1), después de dos días de baja térmica (p_2) y así sucesivamente.

Tabla 2.4. Frecuencias de las permanencias de n o más días de baja térmica, y probabilidades estimadas, P_n , de día de baja térmica después de sólo n días de baja térmica.

n	Frecuencias observadas de n o más días de baja térmica	P_n
1	241	0.531
2	128	0.555
3	71	0.591
4	42	0.667
5	28	0.678
6	19	0.579
7	11	0.273
8	3	0.667
9	2	0.5
10	1	

De la observación de la tabla 2.4 se deduce que, debido a la persistencia, casi todos los valores de P_n son mayores que la probabilidad general ($p = 0.35$). Por otro lado, es de destacar que las estimaciones de P_n son tanto más inseguras cuanto mayor es el valor de n , dado que al aumentar éste los datos de observación son más escasos.

La probabilidad estimada de día de baja térmica después de n días de observación del sistema aumenta progresivamente desde $n = 1$ hasta $n = 5$, valor a partir del cual disminuye, presentando su valor mínimo cuando la depresión térmica se ha formado durante siete días seguidos. Este ritmo de variación, de aproximadamente una semana, se podría atribuir a la influencia que tienen los fenómenos a escala sinóptica, que suelen tener esta duración, sobre el fenómeno de baja térmica: como este sistema a mesoescala no se encuentra aislado del resto de los procesos meteorológicos de mayor tamaño, se ve afectado directamente por situaciones sinópticas que pueden favorecer o impedir su desarrollo, llegando incluso a impedirlo bajo determinadas condiciones.

2.2. Estadística de la depresión térmica ibérica con datos climatológicos.

Una vez analizados los resultados obtenidos en el estudio estadístico de la depresión térmica ibérica con los datos sinópticos, se ha llegado a la conclusión, como se ha mencionado, de que el método de reducción de la presión al nivel del mar convencional utilizado por los observatorios de la red sinóptica de España (WMO, 1954), *podría afectar significativamente al valor de la presión reducida al nivel del mar, haciéndolo menor cuanto mayor es la temperatura del aire junto al suelo, en aquellas estaciones situadas por encima de una determinada altura topográfica, dando lugar a valores artificialmente altos de la llamada 'intensidad' de la baja térmica, así como a un excesivo número de bajas de los tipos definidos anteriormente en los que intervienen estaciones meteorológicas situadas a gran altura.*

Para comprobar esta hipótesis se han revisado algunos de los métodos de

reducción de presión al nivel del mar utilizados más frecuentemente y recomendados especialmente para lugares con una configuración orográfica compleja, como es el caso de la península Ibérica. Una vez seleccionado el procedimiento más adecuado, se presentarán los resultados de la estadística de la depresión térmica conseguidos mediante esta nueva base de datos, comparándolos con los obtenidos en la primera parte del estudio con los datos sinópticos.

2.2.1. Métodos de reducción de la presión al nivel del mar.

La presión atmosférica es una función que depende fuertemente de la altura a la que se encuentra la estación meteorológica. Este hecho hace que si se trazara, para una determinada región, un mapa de isobaras de presión observada, el resultado proporcionaría más información sobre la estructura topográfica de la zona que sobre la magnitud del gradiente superficial de presión, lo cual sería de poca utilidad a la hora de identificar tipos sinópticos de tiempo sobre estos mapas o para realizar cualquier otro estudio meteorológico basado en los mismos. Por ello el trazado de mapas de isobaras se realiza a partir de la presión observada en todas las estaciones reducida a una misma altura de referencia, que en general es la del nivel medio del mar, y el campo de presión es analizado en dicho nivel suponiendo que no hubiese topografía. Este hecho requiere establecer una hipótesis arbitraria sobre el gradiente vertical de temperatura que existiría en la capa de aire ficticia entre la superficie del suelo real y el nivel del mar.

El método estándar de reducción de la presión al nivel del mar utilizado convencionalmente, y que se aplica en los observatorios de la red sinóptica de España, parte de la hipótesis de una atmósfera hidrostática, que en general se puede dar por válida en aquellos fenómenos cuya profundidad es mucho menor que su extensión horizontal. En latitudes medias, los fenómenos de escala sinóptica en la troposfera suelen caracterizarse por tener un espesor vertical mucho menor (alrededor de 10 kilómetros o menos) que su extensión horizontal (del orden de unos 1000 kilómetros) por lo que la aproximación hidrostática sería válida. En cambio, la profundidad de los elementos convectivos en las tormentas puede ser de unos 10

a 15 kilómetros, mientras que su escala horizontal suele ser del orden de 10 kilómetros. Por tanto, este tipo de convención profunda no podría ser representada correctamente mediante la suposición hidrostática.

Tomando la ley de los gases ideales para aire seco y sustituyendo el valor de la densidad en la ecuación de la hidrostática, se llega a la siguiente expresión:

$$dz = -\frac{R_d T}{g} \frac{dp}{p}$$

donde R_d es la constante de los gases para aire seco, siendo su valor $287 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1}$.

Integrando la ecuación de la hidrostática desde el nivel de presión de la estación (p_{STN}) hasta el nivel del mar (p_{SL}), donde la altura topográfica del último se considera cero y la de la estación como z_{STN} , resulta:

$$\ln p_{SL} = \ln p_{STN} + \frac{g}{R_d T_v} z_{STN} \quad (2.6)$$

siendo T_v la temperatura virtual en la capa atmosférica comprendida entre el nivel del mar y la altura de la estación, promediada respecto a $\ln p$. Sin embargo, T_v no es la temperatura del suelo, aunque la capa comprendida entre el nivel del mar y la altura a la que se encuentra la estación esté, paradójicamente, bajo tierra. Para poder analizar la presión reducida obtenida de la ecuación (2.6) es necesario proponer un valor hipotético para la temperatura virtual media del estrato.

El procedimiento de obtención de la temperatura virtual media es bastante subjetivo. En la práctica, para eliminar la posible influencia diurna, se utiliza una fórmula empírica basada en la temperatura virtual superficial existente en ese momento y 12 horas antes. Este método tiene la virtud de tener en cuenta las fluctuaciones en la temperatura y su influencia sobre la presión. Sin embargo, la

presión reducida así obtenida podría no ser representativa si, por ejemplo, la temperatura cambiara repentinamente justo antes o después del momento de su observación. Además, los cambios locales de la presión pueden no ser completamente hidrostáticos, por ejemplo si se desarrolla una tormenta o un tornado en las proximidades. Se supone que la fórmula empírica utilizada en cada estación está basada en un largo período de observaciones, y en resultados de análisis caracterizados por una serie de rasgos que tienen una cierta continuidad en el tiempo.

El método utilizado por el Instituto Nacional de Meteorología español (WMO, 1969) se basa en la fórmula (2.6), en la que el valor de la temperatura virtual media del estrato se obtiene mediante la siguiente expresión, en la que se ha supuesto válido el gradiente vertical de temperatura de la atmósfera estándar (6.5 K km^{-1}):

$$\bar{t}_v = (273.15 + t_s) \left(1 + 0.378 \frac{e}{p_m} \right) + 0.00325 Z_s - 273.15$$

donde t_s es la temperatura observada en la estación, expresada en grados centígrados, e es la tensión de vapor y p_m es la presión media del estrato comprendido entre la altitud de la estación y el nivel del mar expresadas ambas en hectopascales. Este valor se asigna en función de la altitud de la estación según la siguiente tabla:

Tabla 2.5

$Z_s(m)$	$p_m(hPa)$
≤ 200	1000
$200 < Z_s \leq 400$	975
$400 < Z_s \leq 600$	950
$600 < Z_s \leq 800$	925
$800 < Z_s \leq 1000$	900

Como muchos autores han señalado, en particular Sangster (1960,1987), la hipótesis sobre el gradiente vertical de temperatura que existiría en la capa de aire

ficticia entre la superficie terrestre y el nivel del mar, suele producir campos erróneos de presión reducida en áreas de terreno elevado, así como baroclinicidad ficticia en las capas subterráneas, que daría lugar a estimaciones incorrectas del gradiente horizontal de presión en superficie.

La mayoría de los estudios que se han llevado a cabo sobre este tema tienen como objetivo primordial tratar de suavizar este efecto no deseado. Así, Sangster (1960, 1987), Pielke y Cram (1987) y Cram y Pielke (1989) utilizan para la estimación del gradiente de presión superficial, técnicas esencialmente equivalentes, según demostró Davies-Jones (1988). El método de Sangster se basa en la descomposición del viento geostrófico superficial en dos funciones, una de corriente y otra potencial (el viento geostrófico sobre un terreno accidentado tiene tanto la componente no-divergente como la irrotacional). En cambio, Pielke y Cram derivan el campo de presiones mediante una única función de corriente, que resulta ser básicamente equivalente a la función de corriente obtenida por Sangster. No obstante, ambos métodos utilizan diferentes formulaciones para las condiciones de contorno laterales, a las que muestran distinta sensibilidad.

El método de Pielke y Cram utiliza un viento geostrófico superficial, definido en términos de un sistema de coordenadas sigma que sigue el terreno, para obtener un campo de presión superficial consistente (es decir, no-divergente excepto en el caso de que el parámetro de Coriolis, f , varíe con la latitud) con los análisis de presión reducida al nivel del mar actuales.

La coordenada vertical utilizada en este método para resolver las ecuaciones del movimiento se define como:

$$\sigma = s \frac{z - z_G}{S - z_G}$$

donde z_G es la elevación del terreno, z es la altura sobre la superficie, y s representa una altura arbitraria en la atmósfera. En la figura 2.5 se muestra un ejemplo de un sistema de coordenadas sigma que sigue el terreno.

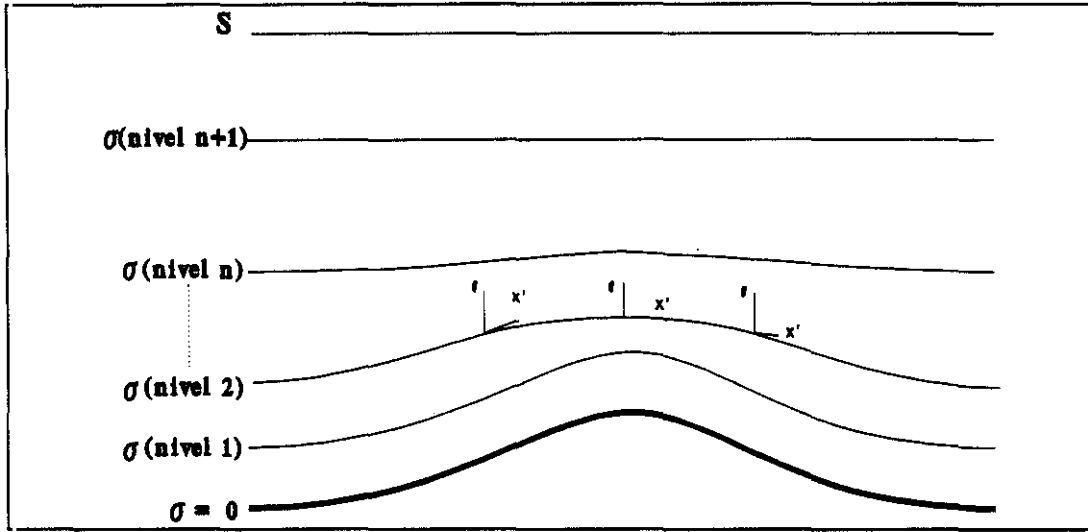


Figura 2.5. Esquema de un sistema de coordenadas σ que sigue el terreno.

Así, el viento geostrófico en este nuevo sistema de coordenadas se expresa de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} v_g &= \left. \frac{\theta}{f} \frac{\partial \pi}{\partial x} \right|_{\sigma} - \frac{g}{f} \frac{\sigma - s}{s} \frac{\partial z_G}{\partial x} \\ u_g &= - \left. \frac{\theta}{f} \frac{\partial \pi}{\partial y} \right|_{\sigma} + \frac{g}{f} \frac{\sigma - s}{s} \frac{\partial z_G}{\partial y} \end{aligned} \quad (2.7)$$

donde x e y representan las direcciones este-oeste y norte-sur respectivamente, f es el parámetro de Coriolis, θ la temperatura potencial, $\pi = c_p T / \theta = c_p (p/p_0)^{R/c_p}$, y T la temperatura.

Si el terreno fuera plano se obtendría la representación del viento geostrófico en coordenadas x - y - z :

$$\begin{aligned} v_g &= \frac{\theta}{f} \frac{\partial \pi}{\partial x} \\ u_g &= - \frac{\theta}{f} \frac{\partial \pi}{\partial y} \end{aligned}$$

En el suelo, $z=z_G$ ($\sigma=0$), por tanto (2.7) se reduce a:

$$\begin{aligned} v_g &= \frac{\theta}{f} \frac{\partial \pi}{\partial x} + \frac{g}{f} \frac{\partial z_G}{\partial x} = \frac{\theta}{f} \frac{\partial \tilde{\pi}}{\partial x} \\ u_g &= -\frac{\theta}{f} \frac{\partial \pi}{\partial y} - \frac{g}{f} \frac{\partial z_G}{\partial y} = -\frac{\theta}{f} \frac{\partial \tilde{\pi}}{\partial y} \end{aligned} \quad (2.8)$$

La ecuación (2.8) corresponde a la expresión para el viento geostrófico en superficie, y puede ser usada para obtener el correspondiente gradiente de presión horizontal sobre terreno llano ($\partial \tilde{\pi} / \partial x$, $\partial \tilde{\pi} / \partial y$), el cual define las componentes del viento geostrófico superficial (u_g, v_g). Los valores de $\tilde{\pi}$ se obtienen de la ecuación:

$$\frac{\partial^2 \tilde{\pi}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \tilde{\pi}}{\partial y^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{v_g f}{\theta} \right] - \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{u_g f}{\theta} \right] \quad (2.9)$$

donde u_g y v_g se calculan en la ecuación (2.8). Estas componentes del viento geostrófico son paralelas a las superficies 'sigma' (ver Pielke et al., 1985), y por lo tanto incluyen una componente vertical no nula. No obstante, la componente del gradiente de presión en el sistema de coordenadas sigma, que se pretende obtener en este análisis, correspondería a una superficie plana. Puesto que en un sistema z plano, al nivel medio del mar, el viento geostrófico es no-divergente, sin considerar el efecto de la variación del parámetro de Coriolis en la dirección norte-sur, se ha diferenciado v_g respecto de x y u_g respecto de y y restado ambas ecuaciones, quedando así una ecuación elíptica para $\tilde{\pi}$.

Los valores de la temperatura potencial θ deben ser conocidos en los límites laterales horizontales, así como los valores de $\tilde{\pi}$, para poder obtener una solución de la ecuación (2.9), y conocer así el valor de $\tilde{\pi}$ (y por tanto de la presión) en todos los puntos del dominio. Pielke y Cram utilizan los valores de contorno para $\tilde{\pi}$ los obtenidos mediante la reducción estándar, y los interiores mediante un método de

relajación aplicado a la ecuación (2.9). Para la temperatura potencial utilizan los valores superficiales de la misma. En general, las especificaciones más consistentes de las condiciones de contorno necesarias para la solución de la ecuación (2.9), serían las correspondientes a un dominio en el que el perímetro se encontrara al nivel del mar.

Un aspecto destacado de este procedimiento es su sencillez. Los métodos de relajación son sencillos de programar e incluso se encuentran ya disponibles en paquetes de cálculo para ordenadores personales. El análisis del campo de presiones derivado de la ecuación (2.9) es menos arbitrario, y por tanto más correcto, que el realizado con un método de reducción convencional, ya que no es necesario hacer ninguna hipótesis sobre el gradiente vertical de temperatura entre la altura de los observatorios y el nivel del mar.

Los resultados obtenidos por Pielke y Cram (1987) mediante este procedimiento muestran una reducción de los gradientes de presión, respecto a los que se obtienen a partir de los campos de presión reducida al nivel del mar con los métodos convencionales que resultaban excesivos. No obstante, estos campos de presión se encuentran aún influenciados por la temperatura superficial. Debido a esto podrían producirse grandes cambios en el viento geostrófico en superficie sobre terrenos accidentados sin que existiese un cambio real en la presión superficial (Doswell, 1988). Además, la determinación de la presión reducida al nivel del mar como solución de una ecuación de Poisson, requiere establecer condiciones de contorno laterales en el dominio estudiado, correspondiendo los valores resultantes a una serie de puntos de la malla elegida, que no tienen por qué coincidir con las estaciones meteorológicas. Este hecho, que favorece el estudio de los campos de viento geostrófico cuando se parte de los análisis procedentes de modelos numéricos de predicción, puede introducir errores en el caso de que los datos procedan de una red de observatorios irregular, ya que serían necesarias dos interpolaciones: una primera para conseguir una base de datos adecuada y para la resolución de la ecuación de Poisson, y una nueva interpolación para obtener los valores resultantes en los observatorios originales.

Se ha aplicado el método de reducción de la presión propuesto por Pielke y Cram (1987) al caso concreto de la península Ibérica. En la figura 2.6 a) se presenta el campo de presión reducida al nivel del mar obtenido mediante este procedimiento, comparándolo con el proporcionado directamente por los datos sinópticos de presión reducida al nivel del mar de la red de observatorios del Instituto Nacional de Meteorología español (figura 2.6 b), calculado supuestamente mediante el método estándar para un día típico de baja térmica.

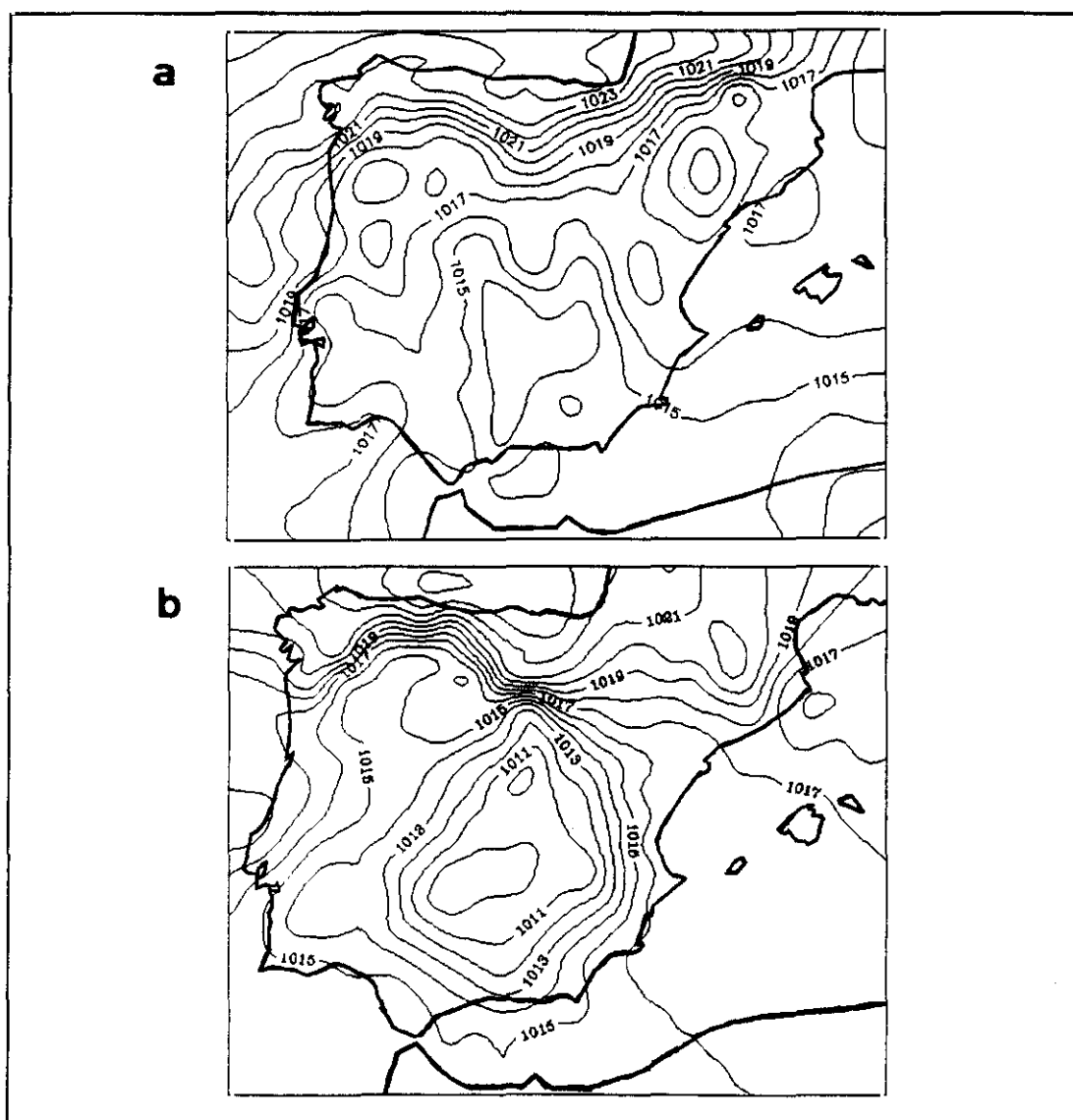


Figura 2.6. Campo de presión reducida al nivel del mar para un día típico de baja térmica (20-7-85) a las 18 horas (TUC): a) mediante el método de Pielke y Cram y b) mediante los datos sinópticos.

Para la resolución de la ecuación de Poisson por el método de relajación, se tomaron como valores iniciales las presiones reducidas al nivel del mar mediante la fórmula estándar (ecuación 2.6) en cada punto de la malla, para lo que fue necesario interpolar previamente los valores de temperatura, altura topográfica y presión observados en las estaciones climatológicas, mediante una función de interpolación dependiente del inverso de la distancia al cuadrado.

En la figura 2.6 (a) se puede corroborar la notable atenuación de los valores del gradiente de presión respecto a los obtenidos con el método estándar (figura 2.6 b). No obstante, el campo de presión se ve afectado por abundantes perturbaciones que pueden tener su origen en las sucesivas interpolaciones a que se han sometido las variables y que, inevitablemente, añaden errores numéricos de cálculo al campo básico.

Ya que el objetivo final es utilizar los valores de presión reducida al nivel del mar en determinadas estaciones de la península Ibérica para comprobar si la estadística de la depresión térmica se ve afectada, o no, por el método de reducción de la presión utilizado, se tendría que hacer una última interpolación de los valores de presión reducida de la malla a las estaciones de observación originales, lo que probablemente daría lugar a una nueva distorsión del campo de presiones a analizar, y en consecuencia, a resultados engañosos en la clasificación estadística de la baja térmica.

En resumen, debido a la aplicación concreta que se pretende dar a los valores de presión reducida al nivel del mar en este trabajo, se necesitaría la aplicación de un método de reducción de la presión al nivel del mar que no sólo corrigiese el efecto ficticio sobre la presión producido en estaciones elevadas sobre terrenos recalentados, sino que además proporcionase valores puntuales en las estaciones individuales.

Un posible método que cumpliría los requisitos mencionados sería el propuesto por Benjamin y Miller (1990), el cual se basa en la ecuación derivada de

las ecuaciones hidrostática e hipsométrica:

$$p_{SL} = p_s \left[\frac{T_0 + \gamma z}{T_0} \right]^{g/R\gamma}$$

donde p_{SL} es la presión reducida al nivel del mar, p_s es la presión en superficie, T_0 es un valor de temperatura supuesto válido en la superficie (pero no tiene que ser necesariamente el correspondiente a la temperatura observada en superficie), γ es el gradiente térmico (constante en la horizontal y vertical), z es la elevación de la superficie terrestre, g es la gravedad, y R es la constante de los gases. Para tener en cuenta los efectos de la humedad, se debe considerar la temperatura virtual con la constante de los gases para aire seco. Este método utiliza el gradiente térmico de la atmósfera estándar ($\gamma_s = 6.5 \text{ K km}^{-1}$) para estimar el aumento de temperatura desde la superficie terrestre hasta el nivel del mar a través de la columna 'subterránea' por debajo de la estación.

La originalidad de este método de reducción de la presión se encuentra en el cálculo de una temperatura 'superficial' representativa de la atmósfera libre, que minimiza la inclusión de baroclinicidad ficticia por debajo de la superficie terrestre. Esta temperatura se determina a partir de la reducción, mediante el gradiente de temperatura estándar (γ_s), de la temperatura registrada en el nivel de 700 hPa en la vertical de la estación:

$$T_0 = T_{700} \left[\frac{p_s}{700} \right]^{R\gamma_s/g}$$

El nivel de 700 hPa se ha tomado como el de presión estándar más bajo que no resulta demasiado influido por efectos diurnos.

Aunque este procedimiento presenta bastantes ventajas, se pueden producir

algunos errores. Por ejemplo, se podría obtener un gradiente de presión al nivel del mar distinto de cero entre dos estaciones situadas a la misma altura y con el mismo valor de presión superficial, si las temperaturas en el nivel de 700 hPa fuesen diferentes. Además, estas temperaturas no estarían realmente libres de la influencia diurna en regiones con terreno muy elevado, en las que el nivel de 700 hPa no estuviese suficientemente alejado del suelo.

A pesar de estas imperfecciones, Benjamin y Miller demuestran que este método de reducción de la presión mejora los resultados obtenidos respecto a otros métodos, que también reducen la presión en las estaciones individuales sobre terrenos elevados, debido al uso de la temperatura en el nivel de 700 hPa para la estimación de una temperatura 'superficial' más efectiva. Sin embargo, son muy escasas las estaciones en la Península donde se realizan radio-sondeos, por lo tanto, sólo sería posible aplicar el método de Benjamin y Miller en un número de observatorios que sería insuficiente para el estudio estadístico posterior de la depresión térmica ibérica.

El método de reducción de la presión al nivel del mar empleado en el Modelo Global del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (INM, 1990) cumple también los requisitos mencionados anteriormente para el método de reducción de la presión que se busca en este estudio.

La reducción de la presión al nivel del mar se hace a partir de la presión superficial, utilizando una pequeña variante de la conocida fórmula barométrica. Se basa en la suposición de una atmósfera estándar "subterránea" seca con un gradiente vertical uniforme de temperatura de 6.5 K km^{-1} , que se modifica según la temperatura superficial. Concretamente, la expresión recomendada para el valor de la presión reducida al nivel del mar (p_{sl}) es:

$$p_{sl} = p_s \exp \left[\frac{\phi_s}{R_d T_*} \left[1 - \frac{1}{2} \left[\frac{\alpha \phi_s}{R_d T_*} \right] + \frac{1}{3} \left[\frac{\alpha \phi_s}{R_d T_*} \right]^2 \right] \right] \quad (2.10)$$

siendo p_s la presión observada en la estación en hectopascales, ϕ_s su altura geopotencial en metros geopotenciales, R_d la constante de los gases para el aire seco, T_* la temperatura superficial en grados Kelvin y $\alpha=0.0065R_d/g$. Este valor se reduce a:

$$\alpha = \frac{R_d(290.5 - T_*)}{\phi_s}$$

si $T_* \leq 290.5 \text{ K}$ y $T_0 > 290.5 \text{ K}$ siendo $T_0 = T_* + 0.0065\phi_s/g$.

Si $T_* > 290.5 \text{ K}$ y $T_0 > 290.5 \text{ K}$ entonces $\alpha=0$ y T_* es sustituida por $T_* = (290.5 + T_*)/2$. Estas modificaciones inhiben las bajas presiones extrapoladas bajo terrenos elevados recalentados. Con una idea similar, para inhibir las altas presiones bajo terrenos fríos, T_* es sustituida por $(T_* + 255)/2$ cuando baja de 255 K .

Este método tiene la ventaja de que calcula los valores de presión reducida al nivel del mar para cada una de las estaciones meteorológicas utilizadas, sin necesidad de interpolaciones que podrían desvirtuar el valor real de dicha variable.

En la figura 2.7 se representa el campo de presión reducida al nivel del mar mediante este método para el mismo día de baja térmica representado en la figura 2.6. Comparando ambas figuras se observan gradientes de presión más realistas en la 2.7, así como una diferencia de unos tres hectopascales en el valor mínimo de la depresión respecto a la figura 2.6 b). Al compararlo con el método de Pielke y Cram (figura 2.6 a) se observa que éste presenta aproximadamente los mismos valores, o incluso alrededor de un hectopascal más, en el centro de la depresión, que el método del Centro Europeo, resultando además un campo mucho más ruidoso, a pesar de que ambos gráficos están trazados con el mismo procedimiento gráfico.

Por lo tanto, dado que el procedimiento de cálculo es más adecuado para los requisitos necesarios en este trabajo, y los resultados obtenidos mediante el método

recomendado por el Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio son satisfactorios, se ha elegido este método de reducción de la presión para obtener una base de datos de mayor calidad que la mencionada en el primer apartado. Además de esto, como para el estudio dinámico de la baja térmica se hará uso de los análisis de dicho Centro, resulta más coherente la aplicación del citado método.

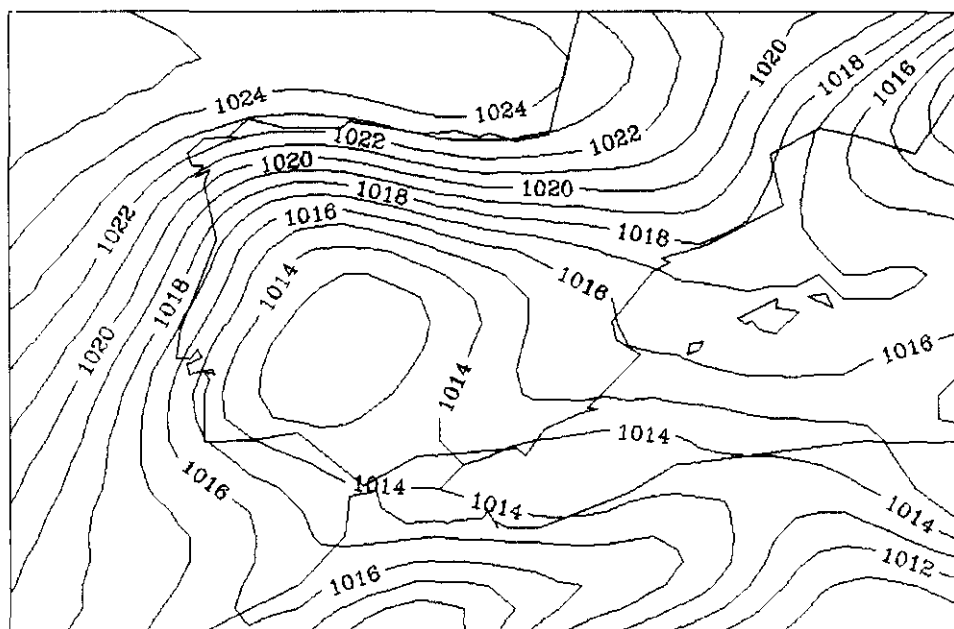


Figura 2.7. Campo de presión reducida al nivel del mar para un día típico de baja térmica (20-7-85) a las 18 horas (TUC) mediante el método recomendado por el CEPPM.

2.2.2. Metodología.

La necesidad de aplicar un método de reducción de la presión al nivel del mar más adecuado a las condiciones particulares del estudio que se pretende realizar, que permita obtener campos de presión reducida lo más realistas posibles, obliga a la utilización de variables observadas en las estaciones meteorológicas en superficie.

La red sinóptica de observatorios utilizada en la primera parte del trabajo, consta de un gran número de estaciones que aportan información cada tres horas. Sin embargo, no ofrecen el valor de la presión observada en la estación sino el obtenido después de hacer una reducción al nivel del mar. Por tanto, no es posible aplicar el método de reducción de la presión considerado más idóneo en estas circunstancias, según se ha explicado en el anterior apartado.

Para obtener una nueva base de datos de presión reducida al nivel del mar mediante la aplicación de dicho método es necesaria la utilización de la información que proporcionan los observatorios 'climatológicos' de la red del Instituto Nacional de Meteorología español a las horas 'climatológicas': 00, 07, 13 y 18 (TUC). Aunque menos numerosos que los observatorios de la red sinóptica, tienen la ventaja de que registran todas las variables que se necesitan para el cálculo de la presión reducida al nivel del mar mediante los métodos propuestos anteriormente: presión observada en la estación, temperatura del termómetro seco y temperatura del termómetro húmedo.

Dado que no se dispone de la información requerida en las mismas estaciones meteorológicas, ni a las mismas horas, que en el estudio realizado previamente con los datos sinópticos, será necesario adaptar los criterios de selección de días de baja térmica a la nueva base de datos, para así poder realizar la clasificación estadística de la baja térmica con ellos. Para esto se ha limitado el estudio a un único año, elegido al azar, de los nueve estudiados en la primera parte, concretamente se ha considerado el año 1985.

Las estaciones de la red climatológica que se han utilizado en el estudio estadístico de la baja térmica con la nueva base de datos se recogen en la tabla 2.6, clasificadas según la zona y situación geográfica en que se encuentran.

TABLA 2.6

ZONA	SITUACIÓN	OBSERVATORIOS
NORTE	<i>Interior</i>	León (Virgen del Camino), Burgos (Villafría), Vitoria, Logroño (Agoncillo), Valladolid.
	<i>Periferia</i>	Gijón, Santander (Aeropuerto), Bilbao (Aeropuerto), San Sebastián (Iguelo).
NORESTE	<i>Interior</i>	Huesca (Monflorite), Zaragoza (Aeropuerto), Lérida.
	<i>Periferia</i>	Reus (Aeropuerto), Barcelona (Aeropuerto), Girona (Aeropuerto).
ESTE	<i>Interior</i>	Cuenca.
	<i>Periferia</i>	Valencia, Castellón.
SURESTE	<i>Interior</i>	Ciudad Real, Albacete.
	<i>Periferia</i>	Almería (Aeropuerto), Alicante, Murcia (Alcantarilla).
SUR	<i>Interior</i>	Sevilla (San Pablo), Granada (Aeropuerto).
	<i>Periferia</i>	Huelva (Ronda Este), Cádiz, Málaga (Aeropuerto).
SUROESTE	<i>Interior</i>	Cáceres, Badajoz (Universidad), Évora, Beja, Castelo Branco.
	<i>Periferia</i>	Cabo Carvoeiro, Cabo San Vicente, Faro, Lisboa, Lisboa (Aeropuerto).
NOROESTE	<i>Interior</i>	Lugo (Rozas), Bragança, Vila Real.
	<i>Periferia</i>	La Coruña, Vigo (Aeropuerto), Viana do Castelo, Oporto.

Las estaciones meteorológicas de Portugal registran los valores de presión reducida al nivel del mar a las mismas horas que los observatorios de la red sinóptica de España (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 y 21 horas (TUC)), excepto Lisboa, Faro y Oporto que en 1985 registraban ya la información meteorológica durante las 24 horas del día. Considerando que la mayoría de las estaciones portuguesas utilizadas se encuentran localizadas en terrenos no muy elevados (alturas menores de 700 metros), y puesto que no se dispone de la presión y temperaturas observadas en las estaciones, se han considerado correctos los valores de presión reducida que proporciona el Instituto de Meteorología y Geofísica de Portugal. Por otro lado, para

disponer de dicho valor a las horas 'climatológicas' en las estaciones portuguesas, se ha realizado una interpolación doble parabólica entre las 03, 06, 09 y 12 horas (TUC), para deducir el valor de las 07 horas (TUC) y entre las 09, 12, 15 y 18 horas (TUC) para el de las 13 horas (TUC). Para comprobar la validez de este método de interpolación se ha realizado el mismo proceso en aquellas estaciones en las que se disponía de la información las 24 horas del día, encontrándose resultados satisfactorios al contrastar el valor interpolado con el real registrado en la estación, puesto que la diferencia entre ambos, en valor absoluto, resultó ser menor de un hectopascal en todos los casos estudiados.

Así pues, una vez aplicado el método de reducción de la presión recomendado por el CEPPM a los datos climatológicos, los criterios originales para establecer si en un día determinado se ha desarrollado una depresión térmica sobre la península Ibérica, quedan ahora de la siguiente manera, después de adaptarlos a la nueva base de datos:

- a) La presión en todos los observatorios de la Península Ibérica a las 13 horas (TUC) debe ser mayor o igual que 1002 hPa.
- b) La presión a las 7 horas (TUC) debe ser mayor o igual que 1011 hPa en los observatorios *periféricos* del norte y noroeste.
- c) La presión a las 7 horas (TUC) debe ser mayor o igual que a las 18 horas (TUC) en las estaciones *interiores* de las zonas sur, sureste y este de la Península. Se consideraría que no se ha desarrollado una baja térmica si esta condición no se cumpliera en más de dos estaciones comprendidas en las zonas mencionadas.
- d) En último lugar, se ha de cumplir en cada zona que la presión a las 13 horas (TUC) en las estaciones *interiores* sea menor o igual que en las *periféricas* más una constante arbitraria, que en este caso se ha tomado de 0.3 hPa, debido a los menores gradientes de presión que

resultan de la aplicación del nuevo método de reducción de la presión en comparación con los ofrecidos por la red sinóptica.

Siguiendo el mismo procedimiento que el realizado en el estudio de la baja térmica con los datos sinópticos, una vez seleccionados los días en los que se ha desarrollado la baja térmica, se clasifica este sistema bórico a mesoescala en función de las mismas características del campo de presiones en superficie reducidas al nivel del mar descritas en el apartado 2.2.1 (excentricidad e intensidad de la baja térmica). Los 'tipos de baja térmica', adaptados a las estaciones climatológicas de que se dispone quedan de la siguiente forma:

TIPO 1: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN LA ZONA SUROESTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{Faro}) + P(\text{Huelva}) + P(\text{Málaga})}{3} - P(\text{Sevilla})$$

TIPO 2: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN EL SURESTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{Málaga}) + P(\text{Alicante}) + P(\text{Valencia})}{3} - P(\text{Granada})$$

TIPO 3: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN EL ESTE-SURESTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{Málaga}) + P(\text{Alicante}) + P(\text{Valencia})}{3} - P(\text{Albacete})$$

TIPO 4: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN EL OESTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{Oporto}) + P(\text{Lisboa}) + P(\text{Faro})}{3} - P(\text{Cáceres})$$

TIPO 5: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN EL ESTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{Alicante}) + P(\text{Valencia}) + P(\text{Barcelona})}{3} - \frac{P(\text{Albacete}) + P(\text{Zaragoza})}{2}$$

TIPO 6: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN EL TERCIO SUR:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{Faro}) + P(\text{Huelva}) + P(\text{Málaga}) + P(\text{Alicante})}{3} - \frac{P(\text{Sevilla}) + P(\text{Granada}) + P(\text{Albacete})}{3}$$

TIPO 7: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN EL NORTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{LaCoruña}) + P(\text{Santander}) + P(\text{Igueldo})}{3} - P(\text{Valladolid})$$

TIPO 8: MÁXIMA DIFERENCIA DE PRESIÓN EN LA ZONA NOROESTE:

$$\Delta P_m = \frac{P(\text{Oporto}) + P(\text{LaCoruña}) + P(\text{Santander})}{3} - P(\text{León})$$

Debido a que el nuevo método de reducción de la presión suaviza los gradientes báricos respecto a los derivados con los valores sinópticos, los 'subtipos de baja térmica', que se definían en función de la máxima diferencia entre el valor de la presión en el centro de la península y su periferia (ver apartado 2.1.1), se han adaptado a los nuevos campos de presión, quedando de la siguiente manera:

Subtipo A: Cuando $\overline{\Delta P} < 1 \text{ hPa}$

Subtipo B: Cuando $1 \leq \overline{\Delta P} < 2 \text{ hPa}$

Subtipo C: Cuando $2 \leq \overline{\Delta P} < 3 \text{ hPa}$

Subtipo D: Cuando $\overline{\Delta P} \geq 3 \text{ hPa}$

El valor del incremento de presión $\overline{\Delta P}$ es, en este caso, la diferencia entre la presión media de la siguientes estaciones *periféricas*: *San Sebastián (Igueldo), Santander, La Coruña, Oporto, Lisboa, Faro, Huelva, Málaga, Alicante, Valencia*

y *Barcelona*, y la presión media de las estaciones *interiores* más centradas: *Madrid*, *Valladolid* y *Albacete*.

2.2.3. Resultados.

La utilización de campos de presión reducida al nivel del mar mediante un método inapropiado para determinadas condiciones geográficas y atmosféricas, puede dar lugar a resultados engañosos. Concretamente, en la península Ibérica, las numerosas estaciones meteorológicas situadas por encima de 500 metros de altura, en las que durante los meses de verano se alcanzan elevadas temperaturas, conducen a una infravaloración de la presión, si no se tienen en cuenta estos factores al hacer la reducción de la presión al nivel del mar.

Como se ha comentado anteriormente, el método de reducción estándar de presión utilizado por el Instituto Nacional de Meteorología en las estaciones de la red sinóptica, cuyos resultados se han usado en el estudio estadístico de la primera parte del trabajo, produce campos de gradientes de presión ficticios demasiado fuertes que podrían desvirtuar los resultados del mencionado estudio. Por esta razón, se ha creído conveniente realizar esta comprobación aplicando un nuevo método menos sensible a los citados errores. El método seleccionado es el que se utiliza en el CEPPM, presentado en el apartado 2.2.1.

En concreto, se ha aplicado este método de reducción a los datos climatológicos correspondientes al período mayo-octubre de 1985, considerando a continuación los días de ocurrencia de baja térmica en base a los criterios de selección y clasificándola según los tipos y subtipos descritos en el apartado anterior.

La distribución de frecuencia mensual de la baja térmica utilizando los datos climatológicos, junto con la obtenida con los datos sinópticos, se presenta en la figura 2.8. El aspecto general de la distribución es similar en ambos casos, con máxima ocurrencia en los meses centrales del verano. No obstante, el máximo absoluto se presenta en el mes de julio (52%) cuando se utilizan los datos

climatológicos, mientras que en el caso de los datos sinópticos ocurre en agosto (81%). Se observa también una diferencia en los valores cuantitativos de cada mes, más acusada en agosto, que presenta solamente un 42% de días de baja térmica mediante la utilización de la nueva base de datos, frente al 81% obtenido con el uso de los datos sinópticos. La razón de estas diferencias parece atribuible al método de reducción de la presión utilizado por los observatorios sinópticos, que, como ya se ha mencionado, genera gradientes báricos excesivamente fuertes en suelos elevados recalentados. Se justifica, así, que las mayores diferencias en los resultados se presenten en los meses mas calurosos del verano, siendo menos importantes en mayo, junio y octubre.

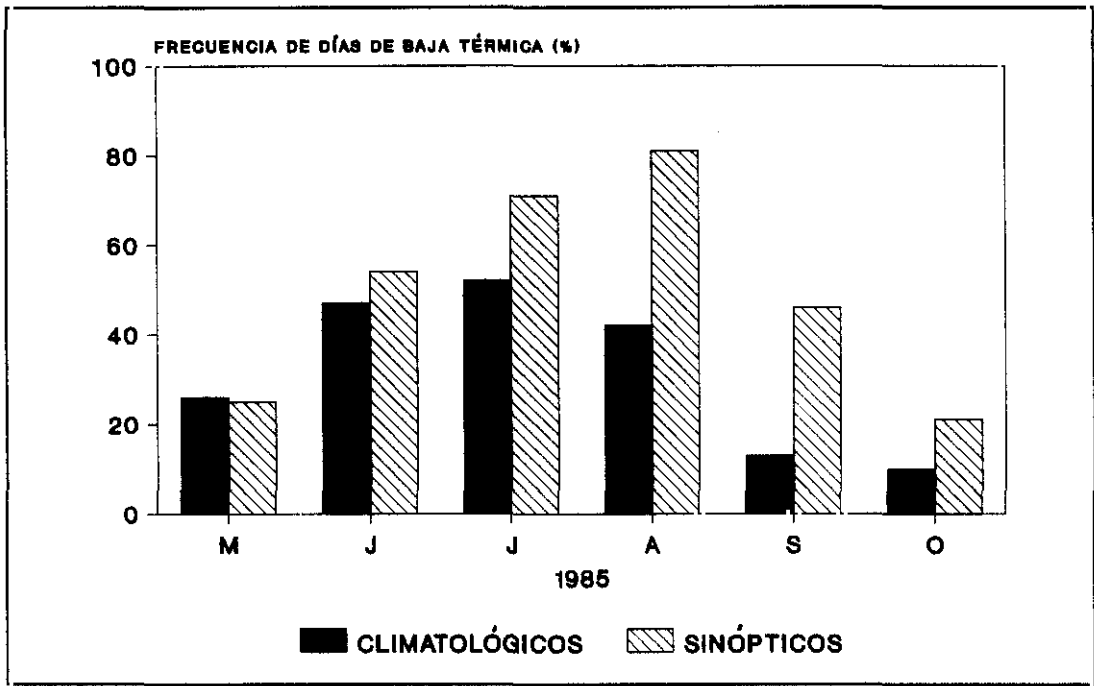


Figura 2.8. Frecuencia mensual de días de baja térmica con datos climatológicos y sinópticos, para el año 1985.

En las figuras 2.9 y 2.10 se presenta el número de observaciones correspondientes a cada uno de los tipos de baja térmica, en función del mes y de la hora del día, utilizando los datos climatológicos y sinópticos, respectivamente. También aparece reflejada en ambas gráficas la frecuencia de cada subtipo en función de la diferencia bárica entre los observatorios *periféricos* e *interiores*, según

se ha definido anteriormente.

En la figura 2.9 se observa, una vez más, la mayor incidencia de la depresión térmica en los meses centrales del verano. Los tipos que presentan mayor frecuencia son el 2, 7 y 8 (con máximo gradiente de presión localizado en el sureste, norte y noroeste, respectivamente) al igual que en el caso de los datos sinópticos (figura 2.10), aunque a diferencia de éstos el tipo 8 ha perdido relevancia, no sólo en cuanto a número de observaciones sino también a las menores intensidades que alcanza, al contrario que en el caso de las bajas del tipo 7. Aunque con menor intensidad y frecuencia, el tipo 5 (gradiente de presión máximo en el este) aparece también con relativa importancia, sobre todo en junio, julio y agosto. El resto de los tipos de baja térmica tiene aún menor incidencia con los datos climatológicos que con los sinópticos.

Aunque sólo se dispone de información a las 13 y 18 horas (TUC) en el estudio con los datos climatológicos, es posible observar un reforzamiento de la intensidad de la baja térmica a lo largo del día, sobre todo en junio, julio y agosto, y en los tipos 5 y 7. Este hecho también se observa en la figura 2.10, correspondiente a los datos sinópticos, y en los tipos 7 y 8.

El método de reducción de la presión estándar utilizado en los observatorios sinópticos, produce diferencias de presión elevadas entre la periferia y el interior de la Península (mayores que 6 hectopascales en algunos casos), sobre todo en aquellos tipos de baja térmica cuyo máximo gradiente bórico se localiza en el norte y noroeste de la península (tipos 7 y 8), precisamente donde se sitúan los observatorios más elevados. Al aplicar el nuevo método de reducción a los datos climatológicos, los valores más frecuentes de las intensidades mayores no sobrepasan los 3 hPa, aunque los máximos gradientes de presión siguen localizándose en las zonas del norte. Luego el método de reducción de la presión influye de forma importante en los valores de los gradientes de presión resultantes, pero no tanto en la localización geográfica de los mismos, que parece estar más afectada por la proximidad del anticiclón atlántico y por el mayor contraste térmico entre el mar Cantábrico (más frío) y la superficie

terrestre. Esto hace que con la nueva reducción sigan siendo mayores las frecuencias de ocurrencia de los tipos de baja térmica definidos con gradiente máximo en las zonas situadas más al norte de la Península.

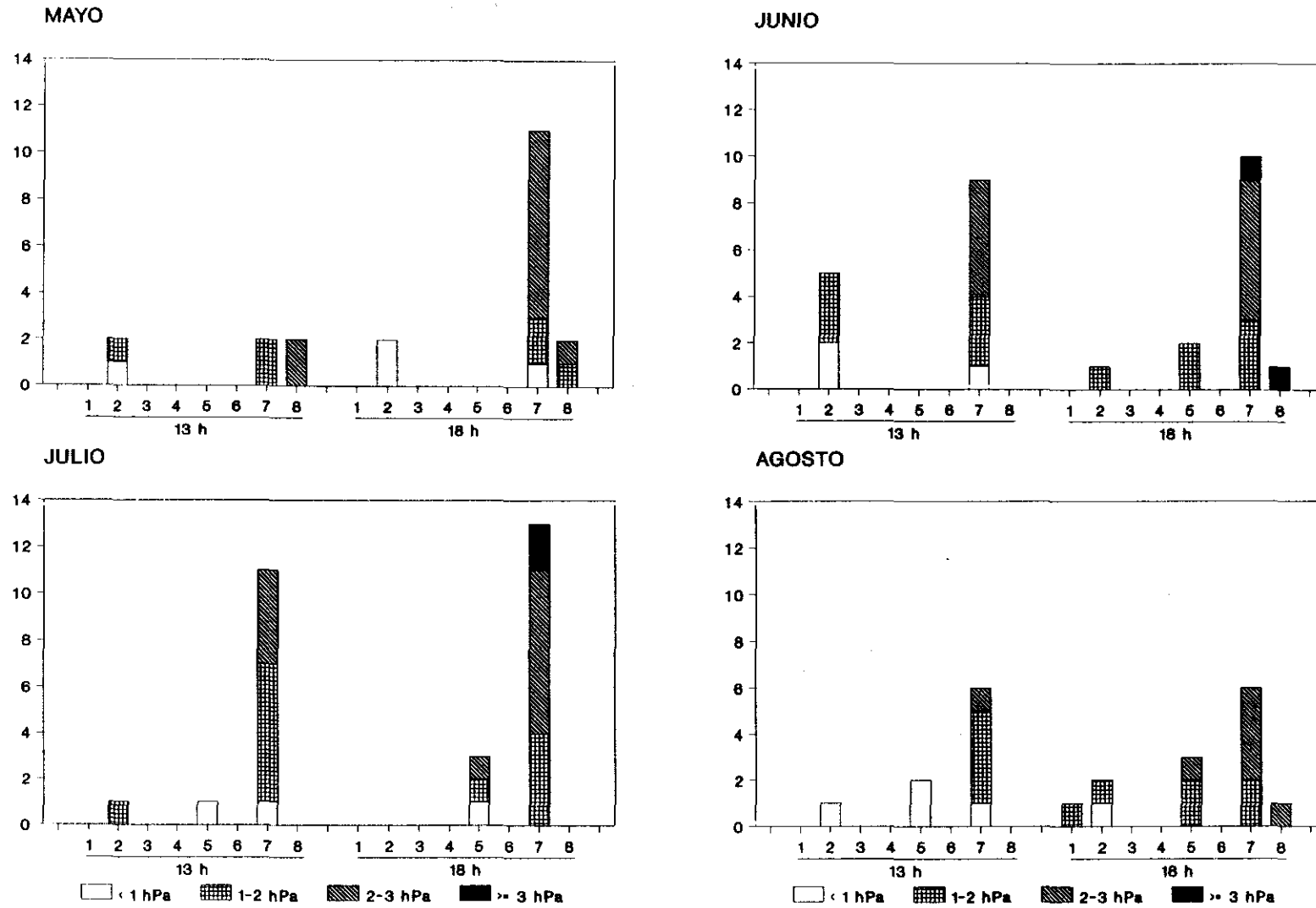


Figura 2.9. Frecuencia de los tipos y subtipos de baja térmica, según los datos climatológicos, en función del mes y de la hora del día, para el año 1985.

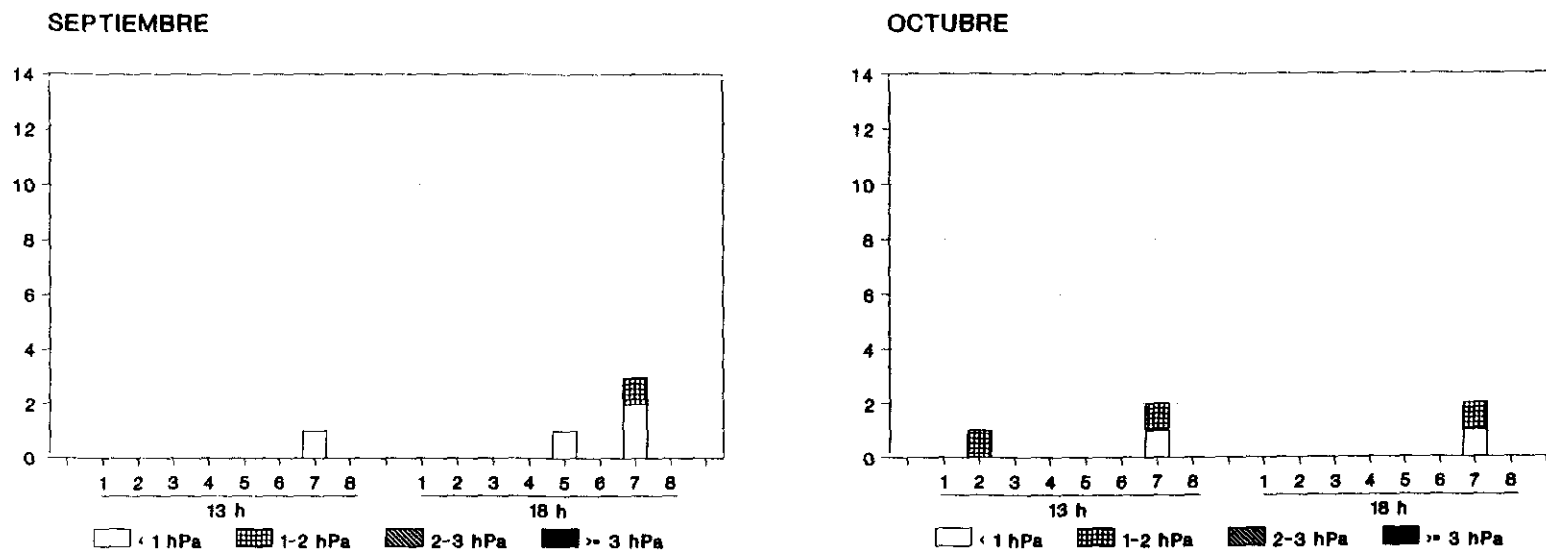


Figura 2.9. (Continuación) Frecuencia de los tipos y subtipos de baja térmica, según los datos climatológicos, en función del mes y de la hora del día, para el año 1985.

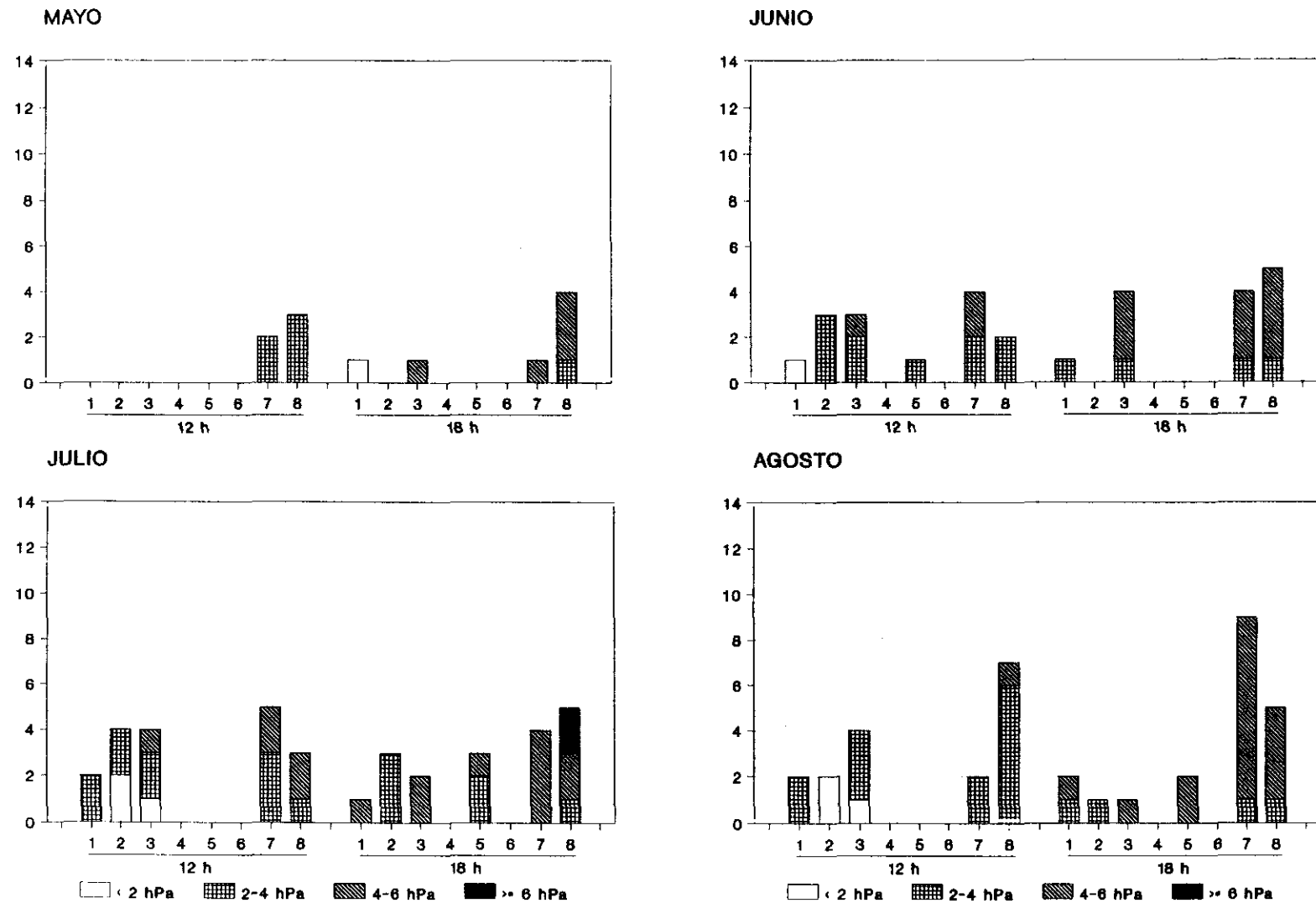


Figura 2.10. Frecuencia de los tipos y subtipos de baja térmica, según los datos sinópticos, en función del mes y de la hora del día, para el año 1985.

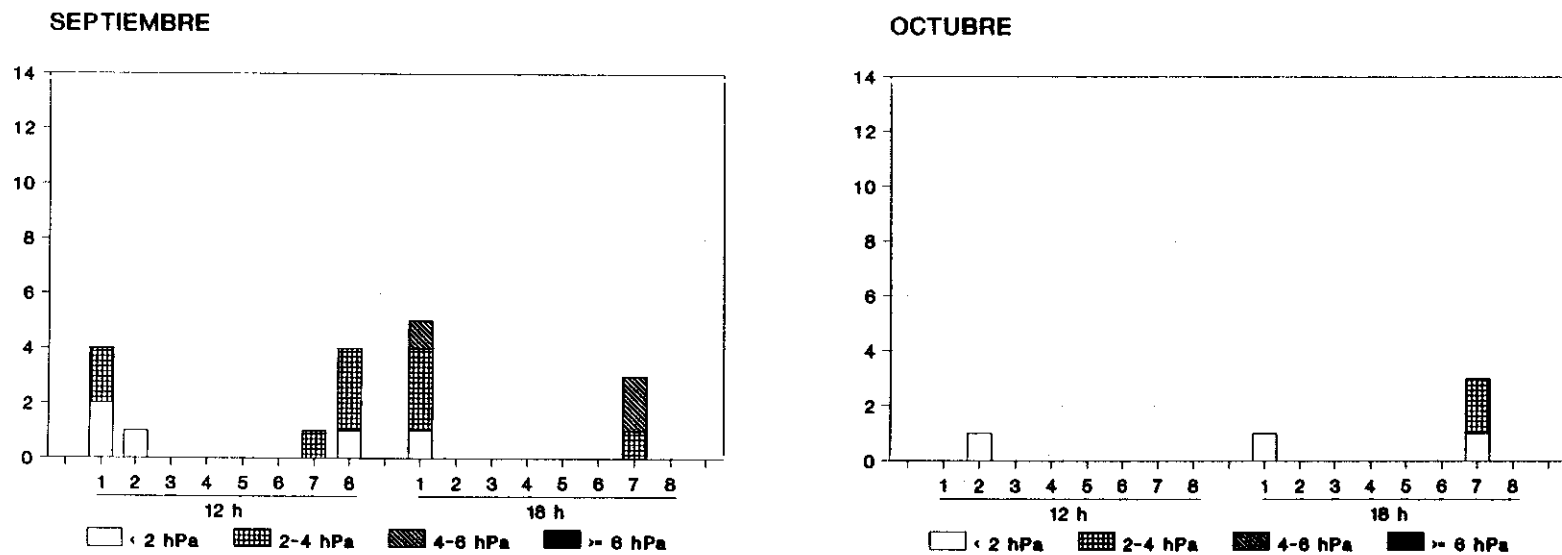


Figura 2.10. (Continuación) Frecuencia de los tipos y subtipos de baja térmica, según los datos sinópticos, en función del mes y de la hora del día, para el año 1985.

2.3. Estadística de la depresión térmica ibérica con los análisis del modelo del CEPPM.

Un estudio amplio de la depresión térmica requiere analizar las características de dicho sistema a mesoescala, tanto en superficie como en altura. Ya se ha mencionado que en la península Ibérica son pocas las estaciones donde realizan sondeos aerológicos diariamente. Éste es el motivo por el que se ha recurrido a la utilización de los análisis procedentes del CEPPM, que proporcionan valores de las variables meteorológicas necesarias en todos los niveles de presión estándar.

Previamente a dicho estudio es necesario seleccionar con la mayor fiabilidad posible los días en los que se ha desarrollado una depresión térmica. A continuación se presenta la metodología utilizada para cumplir con este requisito, que se basa esencialmente en la que se ha seguido en el trabajo hasta este momento, pero adaptada a la nueva base de datos.

2.3.1. Metodología.

Los análisis que se llevaban a cabo en el CEPPM en el año 1985 utilizan como datos iniciales todas las observaciones procedentes de la red sinóptica en superficie (SYNOPS); de los sondeos aerológicos de temperatura y viento (TEMPs y PILOTs); de las observaciones, a través de satélite, de viento (SATOBS) y espesor (SATEMs); así como de las observaciones tomadas desde aviones (AIREPs) y barcos (SHIPs) y, cuando se encuentran disponibles, desde globos aerológicos situados a niveles de presión constante (COLBAs). Cada uno de estos datos lleva asociado un valor de la varianza del error, derivado mediante una evaluación estadística de los resultados de los sistemas de observación correspondientes, como componentes del sistema de asimilación (ECMWF, 1992).

En la península Ibérica, aparte de los datos superficiales de la red sinóptica de observatorios, se facilitan también datos en altura correspondientes a los radiosondeos aerológicos de las 00 y 12 horas (TUC) en los siguientes observatorios:

La Coruña, Lisboa, Santander, Murcia, Madrid, Gibraltar y Palma de Mallorca. Sin embargo, en el año 1985, que es el considerado en este estudio, todavía no estaban operativos los sondeos de Santander y Murcia. Por lo tanto, los campos resultantes de los análisis del CEPPM a las 06 y 18 horas (TUC) corresponderán a simulaciones del modelo global de pronóstico operativo en ese año (T106, con resolución horizontal equivalente de 1.125 grados en longitud y latitud), puesto que a estas horas no se realizan sondeos en las estaciones de observación.

Con esta información procedente de puntos dispersos se obtiene, mediante interpolación numérica y el conveniente ajuste de los campos, el análisis en una malla regular, que a su vez se utiliza como los valores iniciales del modelo de predicción. En la horizontal se realiza una interpolación óptima, mientras que en la vertical, para interpolar los valores de las variables desde los niveles de presión constante a los niveles σ del modelo y viceversa, el tipo de interpolación utilizada por defecto es la conocida como 'Tension spline interpolation'. En el caso de las extrapolaciones por encima (debajo) del tope del modelo, se asigna, en general, a todos los puntos el mismo valor que tenía la variable en el nivel más alto (bajo) del modelo. Existen algunas excepciones a esta regla, como el geopotencial y las componentes u y v de la velocidad del viento, cuyos valores son extrapolados linealmente por encima del nivel más alto del modelo, o la velocidad vertical, a la que se asigna el valor cero por debajo de la superficie terrestre (ECMWF, 1988).

Para el estudio en superficie de la baja térmica ibérica se dispone de los análisis del modelo en el nivel de 1000 hPa, cada 6 horas (00, 06, 12 y 18 horas (TUC)) en los meses de junio a septiembre, durante los años de 1985 a 1988. Mientras que para el estudio en altura se dispone de los análisis del modelo a las 18 horas (TUC), durante el año 1985, en los niveles de presión estándar desde 1000 hPa hasta 300 hPa.

El dominio en que se dispone de los datos de los análisis del CEPPM es el siguiente:

$$33^{\circ} N \leq \varphi \leq 46^{\circ} N$$

$$13^{\circ} W \leq \lambda \leq 7^{\circ} E$$

donde φ representa la latitud y λ la longitud, y la resolución es de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ en latitud-longitud.

En estos análisis, las variables disponibles en todos los niveles de presión, son: altura geopotencial, temperatura, humedad específica y viento en sus tres componentes.

Para conocer cuáles son los días en los que se ha desarrollado la depresión térmica se han aplicado unos criterios de selección semejantes a los presentados anteriormente, pero adaptados a la forma de la nueva base de datos que se va a considerar. Tales criterios utilizan como variable básica la presión reducida al nivel del mar, por lo que se ha aplicado el método utilizado por el CEPPM (ver apartado 2.2.1) para obtener el valor de la presión reducida al nivel del mar en todos los puntos del dominio, a partir del geopotencial y la temperatura en el nivel de 1000 hPa. Así, en la expresión 2.10 los valores de ϕ_s y T_* se sustituyen por los de la altura geopotencial y la temperatura de dicho nivel, y $p_s = 1000 \text{ hPa}$ en este caso.

Puesto que la información viene dada en puntos de una malla regular, no en las estaciones individuales, tales puntos se han agrupado en zonas geográficas según su latitud y longitud, tratando de mantener una distribución similar a la que se propuso al trabajar con las estaciones individuales. La distribución final se presenta en la tabla 2.7.

TABLA 2.7

ZONA	SITUACIÓN	COORDENADAS
NORTE	<i>Interior</i>	$\varphi=42.5^{\circ} N$ $6^{\circ} W \leq \lambda \leq 2^{\circ} W$
	<i>Periferia</i>	$\varphi=43.5^{\circ} N$ $6^{\circ} W \leq \lambda \leq 2^{\circ} W$
NORESTE	<i>Interior</i>	$\varphi=42^{\circ} N$ $1^{\circ} W \leq \lambda \leq 1^{\circ} E$
	<i>Periferia</i>	$(\varphi=42^{\circ} N, \lambda=3^{\circ} E)$ $(\varphi=41.5^{\circ} N, \lambda=2^{\circ} E)$ $(\varphi=41^{\circ} N, \lambda=1^{\circ} E)$
ESTE	<i>Interior</i>	$(\varphi=41^{\circ} N, \lambda=1^{\circ} W)$ $(\varphi=40.5^{\circ} N, \lambda=1.5^{\circ} W)$ $(\varphi=40^{\circ} N, \lambda=2^{\circ} W)$
	<i>Periferia</i>	$(\varphi=40^{\circ} N, \lambda=0^{\circ} W)$ $(\varphi=39.5^{\circ} N, \lambda=0.5^{\circ} W)$ $(\varphi=39^{\circ} N, \lambda=0.5^{\circ} W)$
SURESTE	<i>Interior</i>	$(\varphi=39^{\circ} N, \lambda=2^{\circ} W)$ $(\varphi=38.5^{\circ} N, \lambda=2.5^{\circ} W)$ $(\varphi=38^{\circ} N, \lambda=2.5^{\circ} W)$
	<i>Periferia</i>	$(\varphi=38.5^{\circ} N, \lambda=0^{\circ} W)$ $(\varphi=38.5^{\circ} N, \lambda=0.5^{\circ} W)$ $(\varphi=38^{\circ} N, \lambda=1^{\circ} W)$
SUR	<i>Interior</i>	$\varphi=38^{\circ} N$ $5^{\circ} W \leq \lambda \leq 4^{\circ} W$
	<i>Periferia</i>	$(\varphi=37^{\circ} N, \lambda=6.5^{\circ} W)$ $(\varphi=36.5^{\circ} N, \lambda=6^{\circ} W)$ $(\varphi=36.5^{\circ} N, \lambda=5^{\circ} W)$ $(\varphi=36.5^{\circ} N, \lambda=2.5^{\circ} W)$
SUROESTE	<i>Interior</i>	$38^{\circ} N \leq \varphi \leq 39.5^{\circ} N$ $\lambda=7^{\circ} W$
	<i>Periferia</i>	$38^{\circ} N \leq \varphi \leq 39.5^{\circ} N$ $\lambda=9^{\circ} W$
NOROESTE	<i>Interior</i>	$41.5^{\circ} N \leq \varphi \leq 42.5^{\circ} N$ $\lambda=7^{\circ} W$
	<i>Periferia</i>	$42^{\circ} N \leq \varphi \leq 43.5^{\circ} N$ $\lambda=9^{\circ} W$

Según esta consideración, las condiciones que se han de cumplir para afirmar que en un día determinado se ha desarrollado una depresión térmica son:

- a) La presión en todos los puntos del dominio que comprende la península Ibérica ($36.5^{\circ}\text{N} \leq \varphi \leq 43.5^{\circ}\text{N}$ y $9.5^{\circ}\text{W} \leq \lambda \leq 1^{\circ}\text{E}$) a las 12 horas (TUC) debe ser mayor o igual que 1002 hPa.
- b) La presión a las 6 horas (TUC) debe ser mayor o igual que 1011 hPa en los puntos de la malla correspondientes a la periferia de las zonas norte y noroeste.
- c) La presión a las 6 horas (TUC) en los puntos del interior de las zonas sur, sureste y este deber ser mayor o igual que a las 18 horas (TUC). Si esta condición dejara de cumplirse en más de dos puntos se consideraría que en ese día no se ha desarrollado una depresión térmica.
- d) Se ha de cumplir que la presión a las 12 horas (TUC) en los puntos del interior de las zonas norte, noroeste, este, sureste, sur y suroeste, debe ser menor o igual que la alcanzada en los puntos de la periferia de las mismas zonas más una constante, cuyo valor más idóneo se considera de 0.5 hPa.
- e) Por último, se impone que el valor de presión mínimo ha de corresponder a un punto de la malla situado en la zona continental de la península ($38^{\circ}\text{N} \leq \varphi \leq 42^{\circ}\text{N}$ y $7^{\circ}\text{W} \leq \lambda \leq 1.5^{\circ}\text{W}$). De no ser así se consideraría que el sistema meteorológico desarrollado no corresponde a una depresión térmica formada sobre la península Ibérica.

2.3.2. Resultados.

Los campos de presión reducida resultantes de la aplicación del método utilizado en el CEPPM, dan lugar, como se ha mencionando anteriormente, a diferencias básicas entre observatorios periféricos e interiores mucho menos acusadas que las obtenidas con otros métodos. Esto mismo sucede cuando el citado método se aplica para la obtención de la presión reducida partiendo de los análisis del CEPPM. Este hecho se ve reflejado en la figura 2.11, donde se ha representado la distribución mensual de frecuencia de días en los que se ha desarrollado el fenómeno de baja térmica, en base a los criterios de selección presentados en el apartado anterior, entre 1985 y 1988.

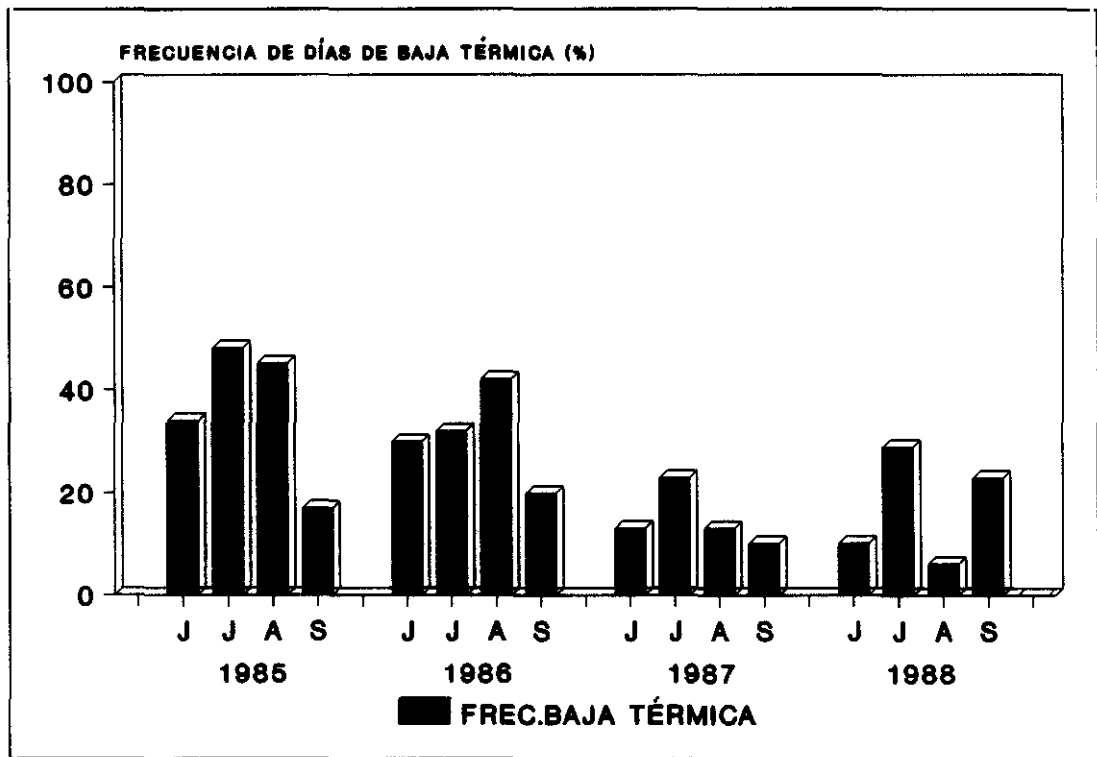


Figura 2.11. Frecuencia de días de baja térmica a partir de los análisis del modelo del CEPPM.

Aunque la distribución mensual sigue manteniendo la misma forma, con el valor máximo en los meses de julio o agosto, dependiendo del año; se observa una clara disminución en los valores cuantitativos de los porcentajes de días de baja térmica en los cuatro años estudiados. Existen varios factores a los que se podría

atribuir este hecho. En primer lugar, únicamente los datos correspondientes a las 00 y 12 horas (TUC) son elaborados partiendo de observaciones reales, siendo los análisis de las 06 y 18 horas (TUC) predicciones puras del modelo global del CEPPM que al estar dirigido a la predicción sinóptica, no simula correctamente un sistema a mesoescala como es la baja térmica, pues las parametrizaciones de los intercambios superficie-atmósfera, tan decisivos en este caso, no son todo lo detalladas que sería conveniente. En segundo lugar, la información proporcionada por los observatorios, distribuidos de forma irregular y bastante dispersa, sufren una interpolación numérica a una malla regular antes de ser introducidos en el modelo. Es posible, por tanto, que aquellos fenómenos de escala menor que el tamaño de las celdillas individuales que forman la malla utilizada, sean filtrados y no puedan ser reproducidos o simulados por el modelo.

Se ha comprobado que es frecuente la formación de bajas térmicas de pequeña escala, por ejemplo sobre la zona árida de los Monegros en el noreste peninsular, que pasarían inadvertidas si solamente se tuviese información de observatorios tan dispersos, como los que se utilizan para los análisis del CEPPM en la zona de la península Ibérica. Solamente con la red superficial de observatorios sinópticos, mucho más densa, sería posible detectar la formación de este tipo de bajas térmicas, lo que explicaría en parte la mayor frecuencia de ocurrencia que se obtiene con estos datos respecto a los que se derivan de los análisis del CEPPM.

Si bien existe una diferencia cuantitativa considerable entre los valores de la frecuencia de días de baja térmica obtenidos mediante ambas series de datos, no lo es tanto al comparar los que se derivan de los análisis del CEPPM con los procedentes de las estaciones climatológicas en el año 1985 (ver tabla 2.8). En los dos casos se ha utilizado el mismo método de reducción de la presión al nivel del mar, lo cual indica que la gran diferencia hallada respecto a los datos sinópticos debe ser atribuida fundamentalmente al método de reducción utilizado más que a los otros factores.

Tabla 2.8.

FREC. DÍAS BAJA TÉRMICA(%)	DATOS CLIMATOLÓGICOS	ANÁLISIS DEL CEPPM
MES		
JUNIO	47	34
JULIO	52	48
AGOSTO	42	45
SEPTIEMBRE	13	17

3. CLIMATOLOGÍA SINÓPTICA DE LA DEPRESIÓN TÉRMICA IBÉRICA

El método fundamental de la climatología sinóptica consiste en combinar elementos del tiempo en grupos homogéneos o clases que representen la situación sinóptica existente en un momento determinado (Barry y Perry, 1973). Las categorías resultantes pueden ser entonces analizadas con respecto a sus características meteorológicas, a su traslación y frecuencia de ocurrencia tanto espacial como temporal, y a su relación con otros parámetros meteorológicos externos.

Las distintas aproximaciones climatológicas sinópticas se suelen subdividir en dos clases: las que se basan en diferentes 'tipos de tiempo' y las que utilizan métodos basados en la identificación de masas de aire. Los 'tipos de tiempo' se suelen definir en base a criterios hidrodinámicos, como presión superficial, campos de viento o alturas geopotenciales de los niveles de presión en altura. Por lo tanto, las categorías resultantes representan diferentes regímenes del flujo atmosférico que pueden relacionarse con variables termodinámicas. Así, por ejemplo, Muller (1977) identificó ocho 'tipos de tiempo' en Louisiana, demostrando que estos tipos se relacionaban a su vez con diferentes condiciones termodinámicas (temperatura, punto de rocío, altura de la capa de mezcla, etc.), e incluso se podían asociar con la precipitación local.

Por otro lado, las aproximaciones basadas en la identificación de masas de aire, utilizan explícitamente variables tanto termodinámicas como hidrodinámicas para la realización de la clasificación. Estos métodos suelen incluir la temperatura del aire y alguna variable relacionada con la humedad, además de los datos de presión o altura geopotencial, nubosidad, velocidad y dirección del viento, visibilidad, etc. Las categorías sinópticas resultantes no representan meramente diferentes regímenes del flujo, ya que las variables asociadas a efectos dinámicos constituyen solamente una parte de la base de datos global.

Las técnicas sinópticas suelen clasificarse además en 'subjetivas' y 'objetivas'.

Las primeras se basan en el juicio y la experiencia del investigador. La mayoría de las clasificaciones subjetivas concluyen con la identificación de tipos de tiempo, ya que el campo de viento en superficie o en altura suele ser una variable primaria. Un ejemplo clásico de clasificación climatológica sinóptica en tipos de tiempo es la realizada por Lamb (1972) para las Islas Británicas, existiendo otras clasificaciones subjetivas que incluyen aplicaciones sobre la calidad del aire (Davies et al., 1991), la variación en la visibilidad (Sloane, 1983) o la actividad convectiva (Ladd y Driscoll, 1980), entre otras.

Los métodos objetivos, por el contrario, se fundamentan en el uso de procedimientos estadísticos para reducir extensas bases de datos a categorías sinópticas diferenciadas. A pesar de ello este tipo de clasificaciones contienen una cierta subjetividad, ya que el investigador ha de tomar importantes decisiones concernientes al tamaño de la muestra, selección de las variables y procedimientos de clasificación que pueden afectar sustancialmente a los resultados finales. No obstante, estos métodos han adquirido una gran popularidad debido, en gran parte, a la disponibilidad de los datos meteorológicos en formato digital. Algunos ejemplos de recientes estudios basados en métodos objetivos y en la identificación de masas de aire, incluyen además aplicaciones a otros estudios, como por ejemplo al cambio climático (Kalstein et al., 1990) y al estudio de la visibilidad atmosférica (Davis, 1991).

El presente trabajo se ha centrado, hasta ahora, en el estudio de una categoría concreta, claramente diferenciada de otras situaciones meteorológicas que se observan sobre la península Ibérica en una época determinada del año. Esta clasificación se ha realizado en base a criterios hidrodinámicos en superficie, como es el campo de presión reducida al nivel del mar y su gradiente horizontal, realizándose además un análisis de su frecuencia de ocurrencia en el área considerada.

El objetivo de esta parte del trabajo es la determinación de otras características meteorológicas del fenómeno de baja térmica, como pueden ser la

localización espacial preferente de su centro, su intensidad y tamaño horizontal, mediante la utilización de variables en superficie, así como su extensión vertical a partir de la información meteorológica en niveles de presión en altura proporcionada por los análisis del CEPPM.

3.1. Localización preferente del centro de la baja térmica ibérica.

El centro de una depresión se define, en general, como el mínimo local en el campo de presión, donde el gradiente horizontal de presión debe ser nulo y la laplaciana horizontal de dicha variable ha de tener valores positivos (Bluestein, 1992). Este método de determinación del centro de un sistema de baja presión es recomendable siempre que los datos disponibles se encuentren digitalizados y distribuidos en una malla regular. No obstante, las depresiones que se forman en la atmósfera real no presentan, en general, isobaras perfectamente concéntricas alrededor del centro del sistema, por lo que el gradiente horizontal de presión en este punto puede tomar valores diferentes de cero.

En el caso de no disponer de una base de datos apropiada para aplicar el método anterior, se han de elegir otros procedimientos, como el desarrollado por Rowson y Colucci (1992), en su climatología sinóptica de las depresiones térmicas del suroeste de Norteamérica, en el que definen como 'centro del sistema', al centro geométrico aproximado de la isobara cerrada con valor más bajo, de las trazadas a intervalos de 4 hPa en los mapas que utilizan. Este proceso se realizó inspeccionando visualmente los mapas de presión en superficie correspondientes al período analizado (alrededor de 24000 mapas).

En el presente estudio se ha aplicado un método menos subjetivo que el propuesto en el trabajo citado anteriormente, dado que se dispone de los valores de presión superficial en el dominio donde se desarrolla la depresión térmica, en forma digital y en una malla regular con resolución de medio grado, tanto en longitud como en latitud.

La determinación del centro de la depresión térmica ibérica se ha realizado en función de la localización espacial del punto (en coordenadas longitud-latitud) en el cual la presión presenta su valor mínimo. Puesto que los puntos de la malla se encuentran bastante próximos entre sí, se ha considerado que el error cometido es despreciable, haciendo innecesario realizar interpolaciones con mayor resolución.

En el caso de una depresión ideal el gradiente bórico en el punto de presión mínima tendría que valer cero, según se ha mencionado anteriormente. Una vez aplicado este criterio a los puntos representativos del centro de la baja térmica se obtuvieron, en la mayoría de ellos, valores no nulos del gradiente de presión, aunque en un alto porcentaje de los casos analizados coincidía el punto de presión mínima con el que presentaba el valor del gradiente de presión más cercano a cero. En la mayoría de las ocasiones, fundamentalmente por la influencia de otros sistemas bóricos de mayor escala situados en las proximidades de la baja térmica, las isobaras correspondientes al campo de presión superficial adoptan formas irregulares alrededor del punto de presión mínima, dando lugar a valores no nulos del gradiente bórico en el punto central de la depresión. Por este motivo no se ha elegido este criterio como factor determinante para el cálculo del centro de la baja térmica.

Durante el proceso de selección de los días en los que se ha desarrollado una baja térmica, a lo largo de los años 1985 a 1988 entre los meses de junio a septiembre, según los criterios mencionados en el apartado 2.3.1, se va almacenando, para cada uno de estos días, la situación geográfica y el valor de la presión mínima alcanzada a las 18 horas (TUC), siempre que dicho valor se localice en la zona continental comprendida dentro de los siguientes límites: $7^{\circ}\text{W} \leq \lambda \leq 1.5^{\circ}\text{W}$ y $38^{\circ}\text{N} \leq \varphi \leq 42^{\circ}\text{N}$.

En la figura 3.1 se representa el valor medio mensual de la presión en el centro de la baja térmica para los días de ocurrencia del fenómeno (121 en total).

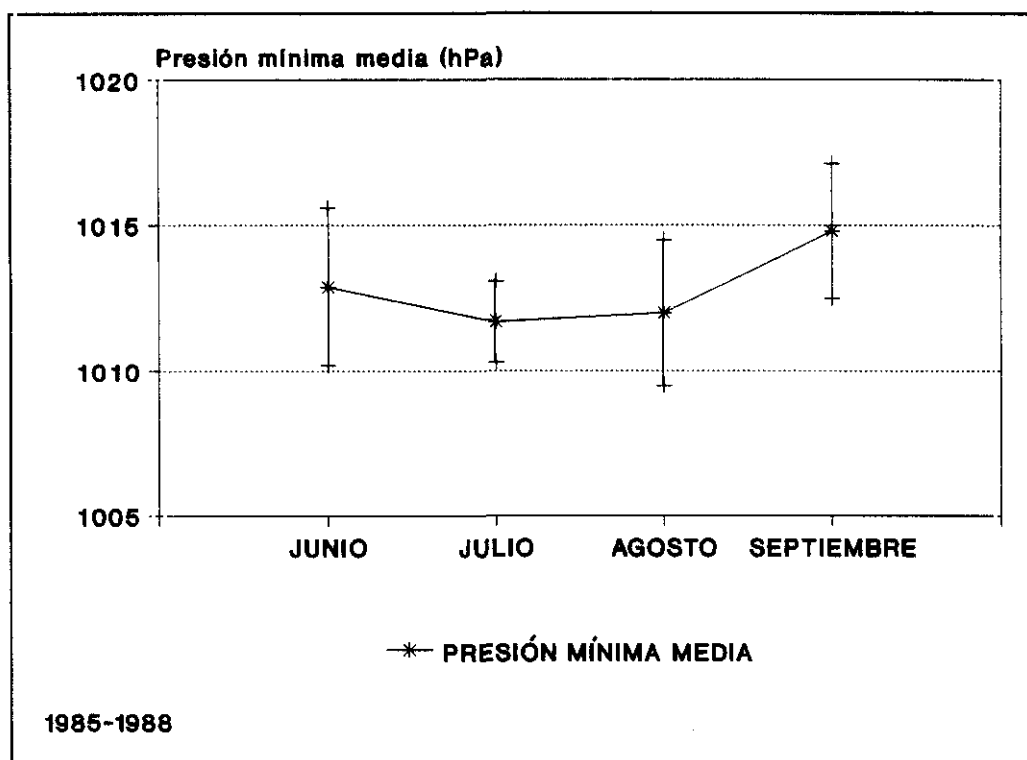


Figura 3.1. Presión media mensual en el centro de la baja térmica de junio a septiembre para los años 1985 a 1988. Las barras verticales representan la desviación estándar alrededor de la media.

Se observa un comportamiento cíclico anual de dicho valor, con un mínimo en el mes de julio (1011.7 hPa), mes en el que la desviación estándar presenta el valor más bajo (1.4 hPa). En el mes de septiembre se alcanza el máximo valor de la variable (1014.8 hPa) siendo la desviación estándar de 2.3 hPa.

El número de días en los que el centro de la depresión térmica se situó sobre cada punto del dominio, durante el período 1985-1988, se presenta en la figura 3.2, donde las isolíneas están trazadas a intervalos de 2 días.

Se aprecia claramente una zona preferente para la formación y permanencia de este sistema situada en la mitad sur de la península Ibérica. Concretamente, el 52% de los días estudiados el centro de la depresión se localiza en la región de la península comprendida dentro del dominio siguiente: $7^{\circ}\text{W} \leq \lambda \leq 5.5^{\circ}\text{W}$ y $38^{\circ}\text{N} \leq \varphi \leq 39.5^{\circ}\text{N}$. Esta zona reúne una serie de características que propician la

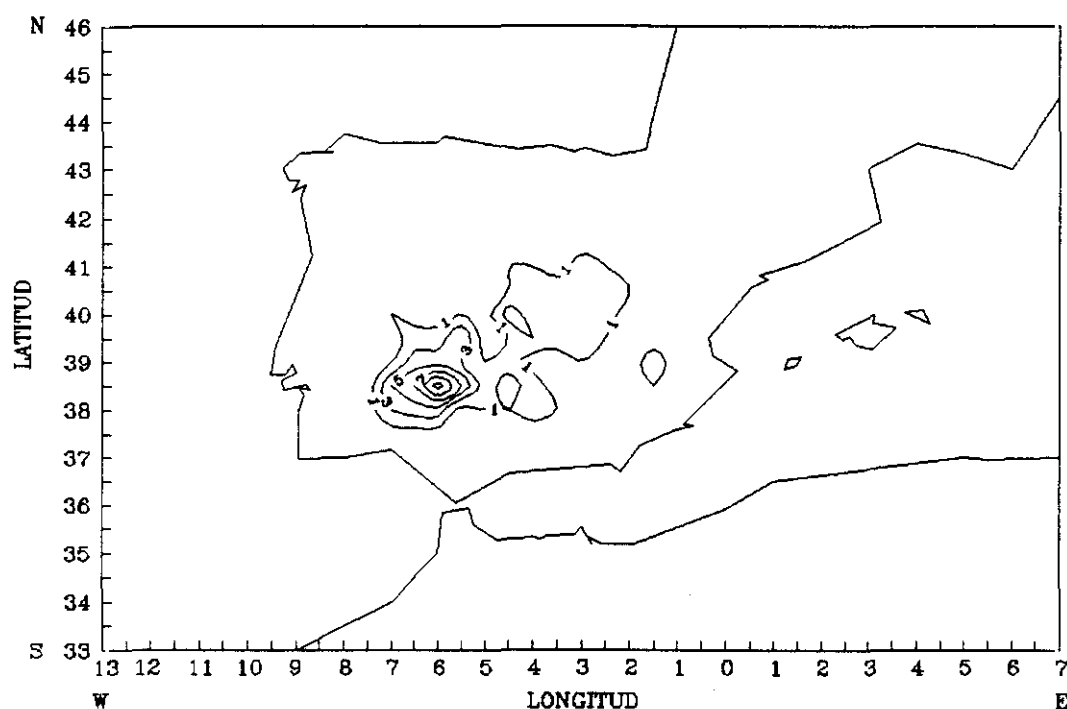


Figura 3.2. Frecuencia de localización del centro de la baja térmica durante el período 1985-1988.

presencia de valores de presión superficial más bajos que los alcanzados en otras regiones de la península Ibérica. Por un lado, se encuentra más próxima a las costas bañadas por el océano Atlántico que a las aguas mediterráneas. Ya se ha comentado el efecto que sobre el gradiente de presión superficial puede tener el mayor contraste térmico entre los suelos recalentados de la Península y la superficie oceánica, relativamente más fría que la del mar Mediterráneo. Por otro lado, la localización preferente del mínimo valor de presión en el tercio sur peninsular parece estar relacionada con la situación sinóptica que acompaña frecuentemente a la formación de este sistema mesoescalar. Mientras que la mayor parte de las regiones del norte peninsular se encuentran bajo la acción de un anticiclón, con su centro localizado en el océano Atlántico, sobre el norte de Africa se forma, en la misma época del año, una fuerte depresión térmica (Ramage, (1971), Pedgley (1972)), de mayor escala que la ibérica, que suele extender su radio de acción a las zonas de la península más próximas al continente africano, de forma que el valor de la presión superficial en estas regiones suele ser inferior que en las situadas más alejadas. Por último, hay

que señalar que en esta zona el tipo de suelo predominante corresponde a las llamadas *Tierras pardas meridionales*, tanto sobre roca ígnea como metamórfica, según se describe en el manual del Mapa de suelos de España del Instituto de Edafología y Agrobiología del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (1966). Este tipo de tierras se desarrollan sobre materiales silíceos, en clima mediterráneo semiárido y, dada la escasa retención de humedad su cubierta vegetal se compone de encinas o alcornoques y pastos pobres con escasa evapotranspiración. En la época estival, el fuerte calentamiento solar y la sequedad del suelo dan lugar a un gran flujo de calor sensible, que compensa el déficit del de calor latente por evaporación en el balance de energía, desarrollándose una intensa convección térmica que favorece la formación de una baja presión a nivel del suelo.

3.2. Intensidad y extensión horizontal de la depresión térmica ibérica.

Para valorar la intensidad de una depresión se suele considerar la laplaciana horizontal del campo de presión en el centro del sistema, más que el valor mínimo de la presión.

Por ello, se ha calculado la laplaciana de la presión en el punto central de la baja térmica en los 121 días seleccionados, resultando que aproximadamente el 50% de los valores obtenidos se encuentran comprendidos entre 0.18×10^{-3} y 0.26×10^{-3} hPa/km², como se aprecia en la figura 3.3.

La forma de la distribución es acampanada, presentando una disminución brusca de las frecuencias observadas para valores bajos de la intensidad y más suave en los valores altos. La incidencia ha resultado ser nula tanto para valores inferiores a 0.10×10^{-3} hPa/km² como para los superiores a 0.46×10^{-3} hPa/km².

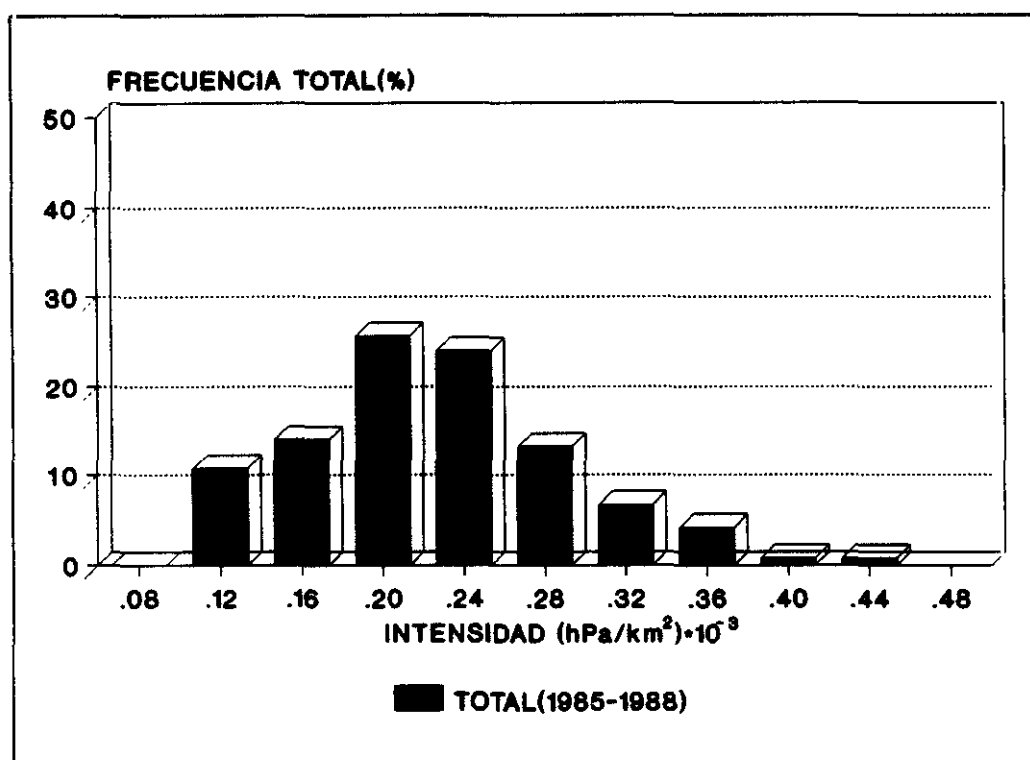


Figura 3.3. Frecuencia de la intensidad total de la depresión térmica, para el período de 1985 a 1988, calculada como la laplaciana de la presión en el centro de la baja térmica.

En la figura 3.4 se representa la frecuencia observada de la intensidad de la depresión térmica agrupada por meses. En cada intervalo de clase los máximos corresponden a diferentes meses. Así, junio presenta la frecuencia más alta (31 %) en intensidades cuyo valor esta comprendido entre 0.22×10^{-3} y $0.26 \times 10^{-3} \text{ hPa/km}^2$, encontrándose más del 50% de los valores observados en los intervalos de clase inferiores a éste. Sin embargo, en el mes de julio alcanza su máximo en un intervalo mayor (entre 0.26×10^{-3} y $0.30 \times 10^{-3} \text{ hPa/km}^2$) contabilizándose aproximadamente 64 % de los valores de intensidad por encima de $0.22 \times 10^{-3} \text{ hPa/km}^2$. En los meses de agosto y septiembre vuelve a disminuir el valor de la intensidad más frecuente (entre 0.18×10^{-3} y $0.22 \times 10^{-3} \text{ hPa/km}^2$) con frecuencia de observación del 33 % y 43 %, respectivamente.

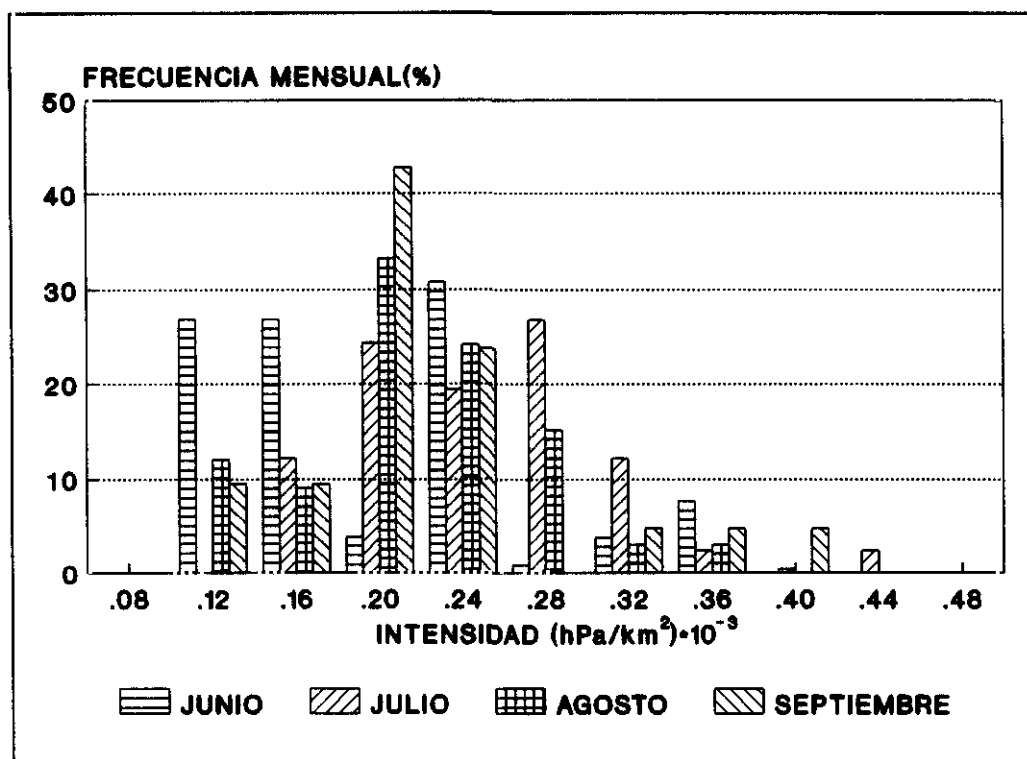


Figura 3.4. Frecuencia de la intensidad mensual de la depresión térmica calculada como la laplaciana de la presión en el centro de la baja.

Ya se ha comentado que, aunque la mayor intensidad de la depresión térmica no implica necesariamente un valor más bajo de la presión mínima, depresiones muy intensas suelen presentar valores relativamente bajos de dicha magnitud. Así, comparando las figuras 3.1 y 3.4, se puede observar que el mes de julio presenta una frecuencia elevada de intensidades altas de la depresión térmica, siendo también en este mes cuando los valores de presión mínima son los más bajos. De la misma manera, los meses con presión mínima más elevada son los que presentan mayores porcentajes de días en los que la depresión térmica es menos intensa.

El campo de presión superficial típico de la baja térmica ibérica se caracteriza por presentar los gradientes más fuertes, no en las cercanías del centro del sistema, es decir en el sur peninsular, sino en puntos bastante alejados del mismo, próximos a las regiones costeras del norte (ver capítulo 1), donde las presiones en superficie alcanzan los valores más elevados. Por tanto, el cálculo de la intensidad de la depresión térmica ibérica mediante la laplaciana de la presión en su punto central,

no muestra este efecto de forma clara, puesto que las diferencias b́aricas alrededor del punto de presi3n ḿnima no reflejan la magnitud de los gradientes de presi3n en zonas ḿs alejadas.

Por tanto, la cuantificaci3n de la intensidad de la baja t3rmica (I) se ha realizado para cada uno de los 121 d́as seleccionados, mediante el ćculo de la diferencia entre el valor de presi3n superficial correspondiente a la media espacial de los valores de esta variable en el dominio que comprende la península Ib3rica, seǵn la malla elegida ($36.5^{\circ}\text{N} \leq \varphi \leq 43.5^{\circ}\text{N}$ y $9^{\circ}\text{W} \leq \lambda \leq 1.5^{\circ}\text{E}$), a las 18 horas, \overline{p}_T , y el valor de presi3n ḿnima a la misma hora, p_{\min} :

$$I = \overline{p}_T - p_{\min}$$

La frecuencia mensual de la intensidad de la baja t3rmica, calculada de esta manera se presenta en la figura 3.5. En ella se han agrupado los valores de la intensidad en intervalos de clase de amplitud 0.5 hPa.

El mes de julio presenta una incidencia superior al resto con una mayor frecuencia de observaci3n de intensidades consideradas como 'altas'. Aś, el valor ḿximo de la distribuci3n de frecuencias (27%) se encuentra, en este mes, en el intervalo de intensidades de 3.75 a 4.25 hPa, mientras que en agosto las intensidades que presentan la ḿxima incidencia (36%) corresponden a valores ḿs bajos (entre 2.25 y 2.75 hPa).

En los meses de agosto y septiembre el mayor ńmero de observaciones (70% y 48%, respectivamente) se concentra en torno a 2.25 y 3.25 hPa, sin embargo, julio presenta el 85% de las observaciones repartidas en un rango de intensidades ḿs amplio (entre 2.25 y 4.25 hPa). La distribuci3n de las frecuencias de observaci3n de la intensidad de la baja t3rmica en el mes de junio presenta un aspecto homog3neo, no superándose el 20% para ninǵn intervalo de clase en los que existe incidencia.

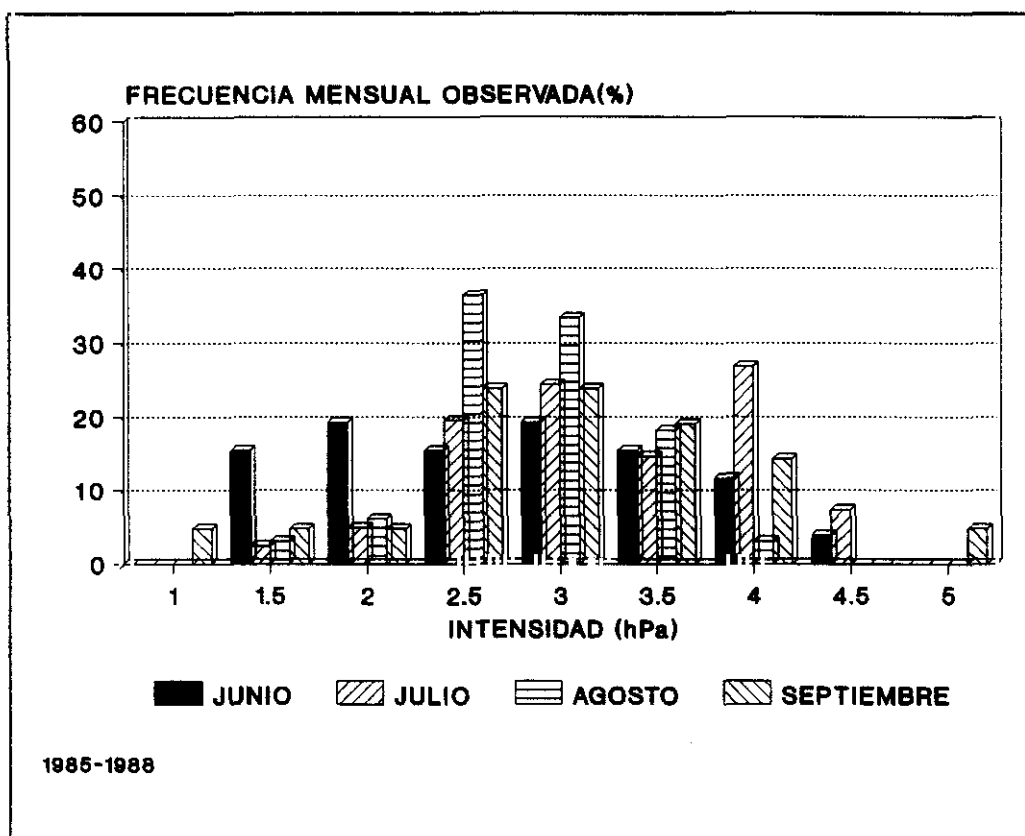


Figura 3.5. Frecuencia mensual de la intensidad de la baja térmica para el período 1985-1988.

En la figura 3.6 se ha representado la frecuencia de la intensidad de la depresión térmica ibérica para el total de los 121 días en los que se formó este sistema. En ella se puede observar que las intensidades más frecuentes son las mayores de 2.25 hPa y menores de 3.25 hPa, que constituyen el 50% del número total de los valores de intensidad observados, siendo muy poco frecuentes los valores extremos (menores de 2.25 hPa y mayores de 4.25 hPa).

La extensión horizontal de la baja térmica (E_h) se ha calculado, para cada día, en función de la diferencia entre el valor medio de las presiones existentes en los 24 puntos de la malla que rodean el centro de la baja térmica (\bar{p}) y el valor de presión en el mismo (p_{min}), a las 18 horas:

$$E_h = \frac{\bar{p} - p_{min}}{A}$$

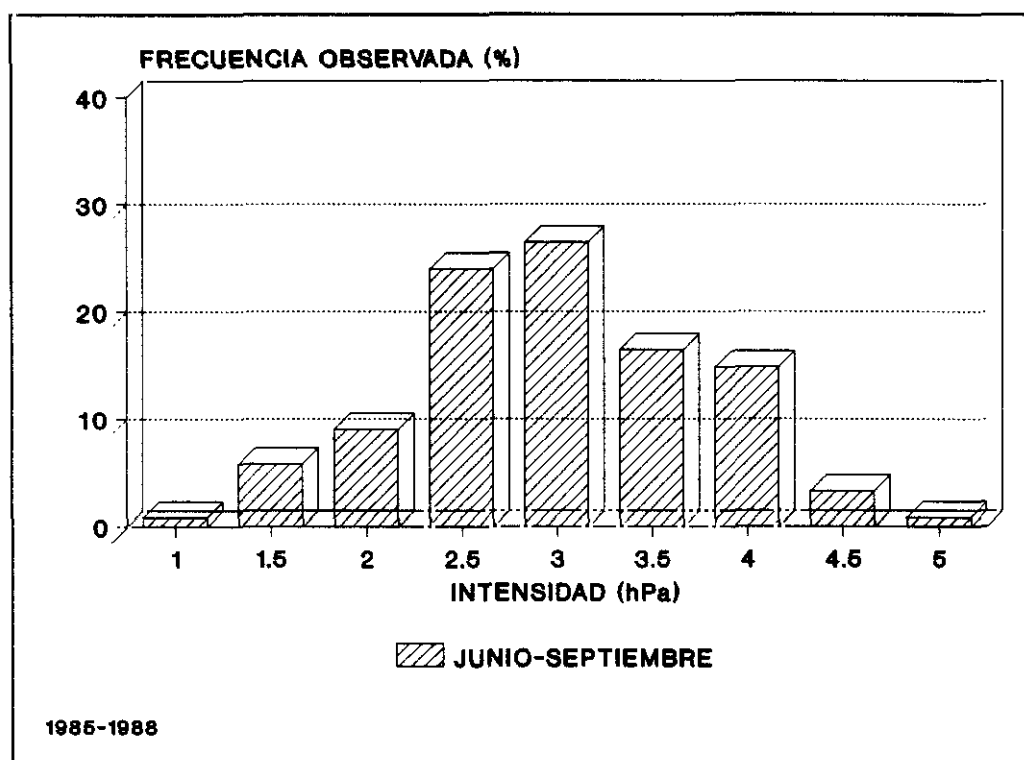


Figura 3.6. Frecuencia total de la intensidad de la baja térmica para el período 1985-1988.

donde A es el área correspondiente al dominio de dos grados de longitud por dos grados de latitud ($\approx 3.9 \times 10^4 \text{ km}^2$) formado por los puntos que se utilizan en este cálculo.

En la figura 3.7 se presenta la frecuencia mensual de observación de los valores de la extensión horizontal agrupados en intervalos de clase de $0.1 \text{ hPa}/3.9 \times 10^4 \text{ km}^2$

En el mes de julio la extensión horizontal de la baja térmica más frecuente (39%) tiene un valor de $0.5 \text{ hPa}/3.9 \times 10^4 \text{ km}^2$; en agosto y septiembre de $0.4 \text{ hPa}/3.9 \times 10^4 \text{ km}^2$, con una frecuencia mensual de observación del 33% y 43%, respectivamente, y de $0.3 \text{ hPa}/3.9 \times 10^4 \text{ km}^2$ en junio con una frecuencia del 35%. La posición del máximo en las distribuciones mensuales pasa de situarse en un valor bajo en junio ($0.3 \text{ hPa}/3.9 \times 10^4 \text{ km}^2$) a uno mayor en julio ($0.5 \text{ hPa}/3.9 \times 10^4 \text{ km}^2$), volviendo a desplazarse hacia un valor menor ($0.4 \text{ hPa}/3.9 \times 10^4 \text{ km}^2$) en agosto y septiembre.

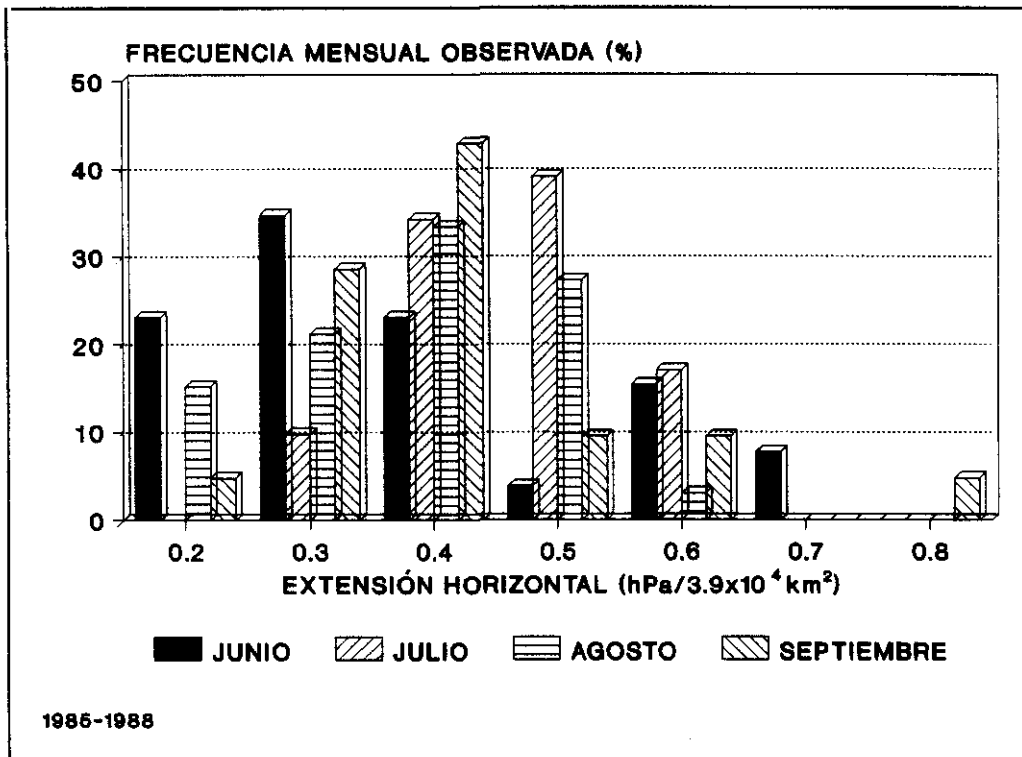


Figura 3.7. Frecuencia mensual de la extensión horizontal de la baja térmica para el período 1985-1988.

El valor de la extensión horizontal más frecuente durante el total de los días estudiados se encuentra comprendido entre 0.35 hPa/3.9x10⁴ km² y 0.45 hPa/3.9x10⁴ km², como se puede observar en la figura 3.8, disminuyendo el porcentaje de formación de depresiones con extensión horizontal mayor de 0.55 hPa/3.9x10⁴ km² o menor de 0.25 hPa/3.9x10⁴ km² de forma muy acusada. Por tanto, la presión media alrededor del centro de la baja térmica, presenta como valor más frecuente una diferencia de medio hectopascal respecto al valor de presión mínima, siendo máximo en julio, mes en el que también se presentan las mayores intensidades y las menores magnitudes de la presión en el centro de la baja. Para verificar esta relación entre las características de la baja térmica descritas, se ha aplicado un método de regresión múltiple 'paso a paso' (en inglés, *stepwise regression*).

Como variable dependiente se ha elegido la intensidad de la depresión térmica, y como variables independientes se han tomado su extensión horizontal, el valor de presión mínima y la localización geográfica del centro de la depresión. Una vez ejecutado el proceso de regresión múltiple, solamente ha sido seleccionada la

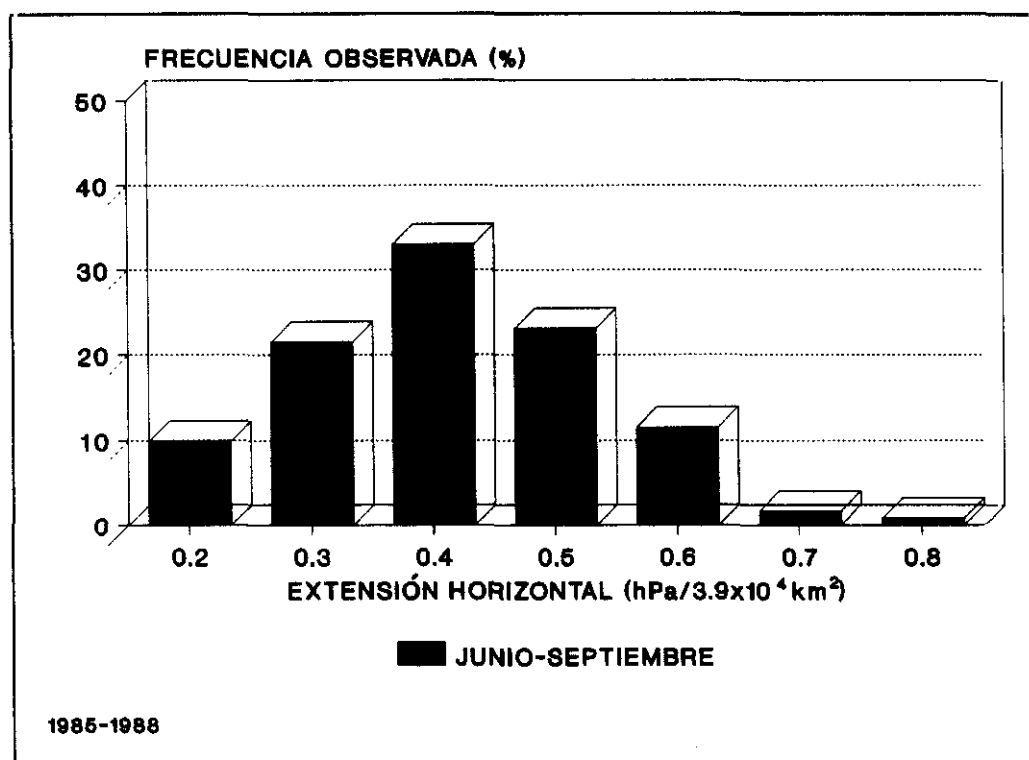


Figura 3.8. Frecuencia total de la extensión de la baja térmica para el período 1985-1988.

variable correspondiente a la extensión horizontal, con un valor del coeficiente de correlación múltiple de 0.64. La recta de regresión encontrada tiene pendiente positiva, lo que indica que el valor de la intensidad de la baja térmica aumenta con el valor de la extensión horizontal, según la siguiente ecuación:

$$I = 1.02 + 4.69 \times E_h$$

donde I representa la intensidad y E_h la extensión horizontal de la baja térmica. Este resultado era previsible, puesto que ambas funciones se han calculado en base a las mismas variables características de la depresión térmica.

3.3. Extensión vertical de la depresión térmica ibérica.

El estudio de la baja térmica se ha centrado, hasta ahora, en el análisis de sus características en superficie, utilizando únicamente como magnitud fundamental la

que lo define de forma más clara y sencilla: la presión superficial. Asociada a ésta de manera directa se encuentra la temperatura superficial. Los campos de esta variable muestran un comportamiento típico caracterizado por una estructura semejante a los de la presión y, por tanto, del geopotencial. Las isotermas se distribuyen de forma aproximadamente concéntrica alrededor del punto donde se alcanza la máxima temperatura, que suele coincidir con el lugar donde se localiza el centro de la depresión. Un ejemplo de este comportamiento se presenta en la figura 3.9, en la que se muestran, para un día típico de baja térmica, los campos de geopotencial y temperatura en el nivel de presión de 1000 hPa.

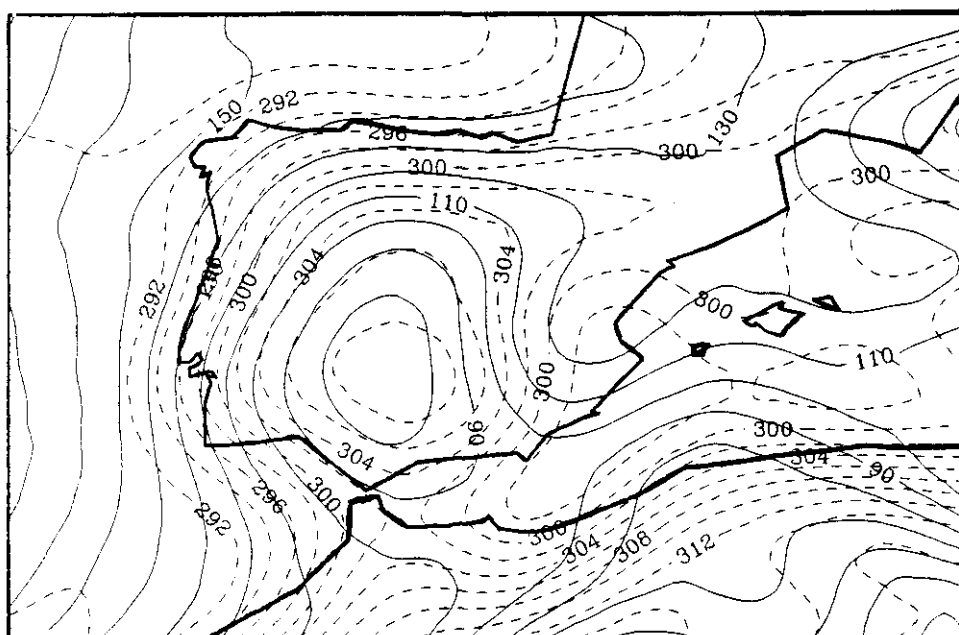


Figura 3.9. Campos de geopotencial (línea continua) y temperatura (línea discontinua) en el nivel de 1000 hPa, a las 18 horas (TUC), para un día típico de baja térmica (31-7-85).

Realizando este mismo análisis en los otros niveles de presión estándar se observa un comportamiento similar en el campo de geopotencial y de temperatura potencial respecto a lo obtenido en superficie, más acusado en los niveles cercanos al suelo. A medida que aumenta la altura del nivel de presión estándar analizado, esta estructura deja de manifestarse de forma tan evidente, cambiando de forma apreciable la curvatura de las isotermas. Este rasgo típico del campo de temperatura, en situación de baja térmica, se puede observar en las figuras 3.10 a) y b). En ellas

se han representado dos cortes verticales del campo de temperatura potencial para un día típico de baja térmica (31-7-1985), a las 18 horas (TUC). En la 3.10 a) se muestra el corte vertical zonal para la latitud correspondiente al punto central de la baja térmica en ese día, y la 3.10 b) representa el corte meridiano en la longitud donde se localiza dicho punto.

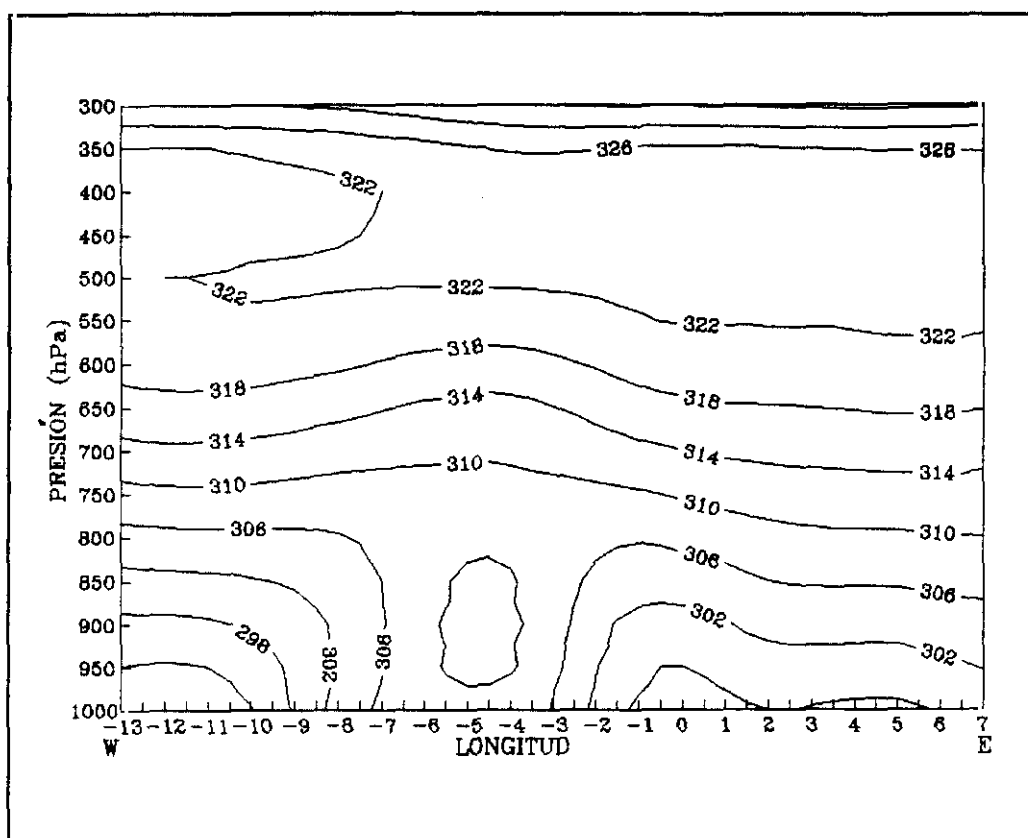


Figura 3.10. a) Corte vertical zonal de isentrópicas sobre el centro de la baja térmica (en 38.5°N), para un día típico (31-7-1985), a las 18 horas (TUC).

Por debajo de un determinado nivel de presión, las isentrópicas presentan una estructura que se podría asemejar a un 'embudo', con el centro situado, aproximadamente, donde se registra el valor mínimo de presión superficial, siendo a su vez máxima la temperatura potencial en ese mismo lugar (ver figura 3.10 a). En la vertical de este punto existe un estrato con una acusada inestabilidad, disminuyendo la temperatura potencial al alejarse del máximo superficial, que favorecerá los movimientos ascendentes del aire superficial. Sin embargo, a partir de una determinada altura, el gradiente vertical de temperatura potencial cambia de

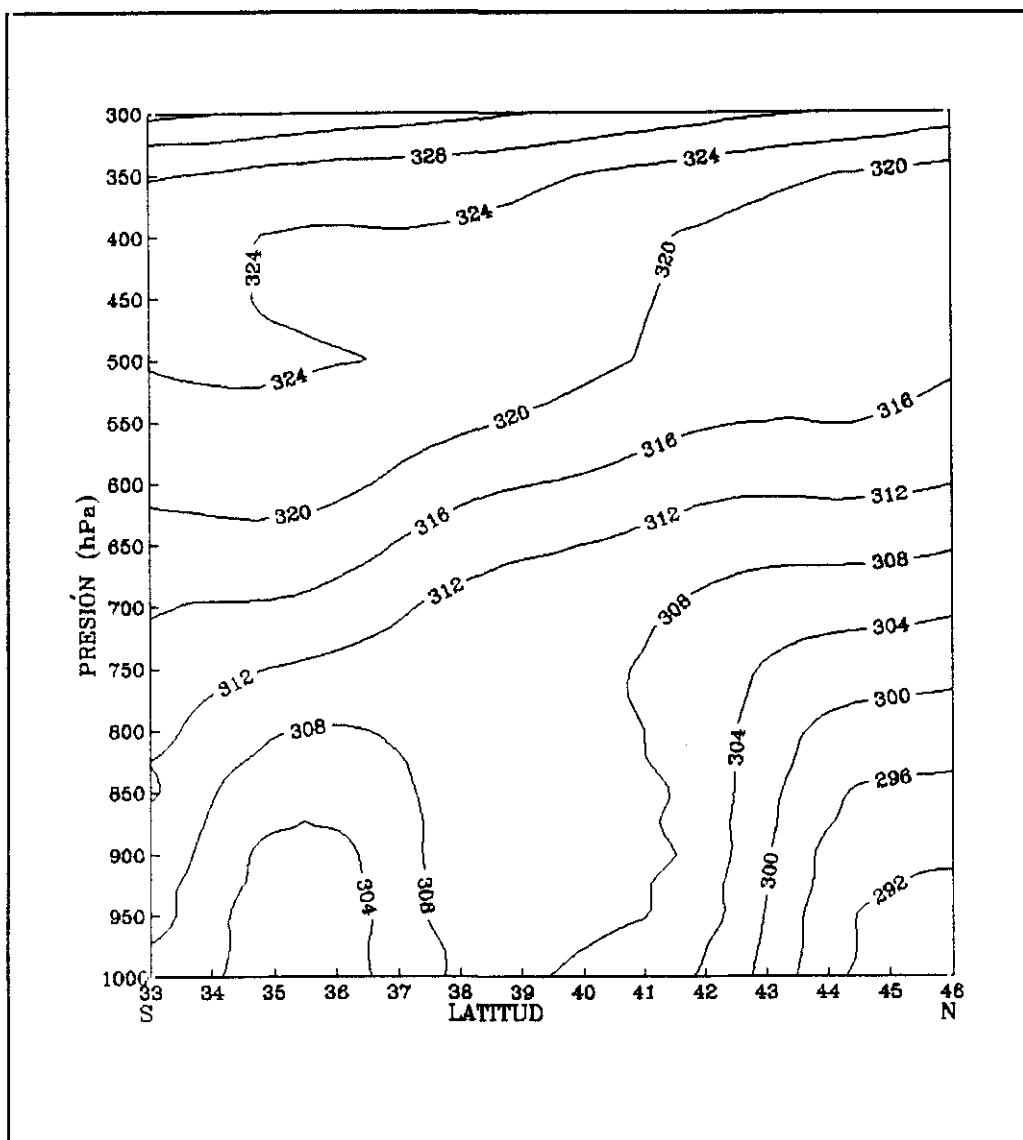


Figura 3.10. b) Corte vertical meridiano sobre el centro de la baja térmica (en 5.5°W), para un día típico (31-7-1985), a las 18 horas (TUC).

signo, observándose en esta capa una estratificación estable. En esta estructura se manifiesta de forma clara que, por encima de una altura concreta, la atmósfera no se ve aparentemente perturbada por la actividad de la baja térmica formada en superficie.

En este caso el método elegido para determinar el nivel más elevado que se ve influido por este sistema desarrollado en superficie se basa en el cálculo de la altura aproximada donde se produce un cambio de curvatura en las isentrópicas. La variable utilizada para obtener esta información es la laplaciana de la temperatura

potencial.

Así, una vez seleccionados los días en los que se desarrolla el fenómeno de baja térmica en el período del año 1985 comprendido de mayo a octubre, y localizado el centro de la depresión en superficie, se procede al cálculo de la temperatura potencial alrededor de dicho punto en todos los niveles de presión desde 1000 hPa hasta 300 hPa, a intervalos de 50 hPa. Para esto se calcularon previamente los valores de la temperatura en los niveles intermedios mediante una interpolación cúbica (cubic spline) (Pielke, 1984).

A continuación se calcula la temperatura potencial en los citados puntos, así como su laplaciana en la vertical del punto central de la baja térmica en los quince niveles de presión considerados. Puesto que en superficie el campo de temperatura potencial en el punto central presenta un máximo, la laplaciana de dicha magnitud tendrá valores negativos en todos los niveles en los que se mantenga esta estructura, cambiando de signo en el momento en el que la influencia de la baja térmica sobre este campo deje de manifestarse. Así, se considera la extensión vertical de la depresión limitada por el nivel de presión inmediatamente inferior al primero en el que se presenta un valor positivo de la laplaciana de la temperatura potencial.

Los resultados obtenidos mediante este procedimiento se presentan en la figura 3.11. En ella se observa que la depresión térmica en estudio es un sistema de poco espesor, comparado con otras depresiones desarrolladas en latitudes medias. Los efectos de la baja térmica no se ven reflejados en ningún caso por encima del nivel de 550 hPa y sólo en el 21% de los casos el nivel en el que se produjo el cambio de curvatura de las isentrópicas se encuentra entre 700 hPa y 600 hPa. Las bajas térmicas cuyo espesor llega hasta 750 hPa son las más frecuentes (38%), seguidas de aquellas que sólo llegan al nivel de 800 hPa (18%).

En general, las depresiones térmicas más conocidas se caracterizan por ser fenómenos de poco espesor. La depresión térmica que se desarrolla sobre Australia, aún siendo de mayor escala horizontal que la que se forma sobre la península

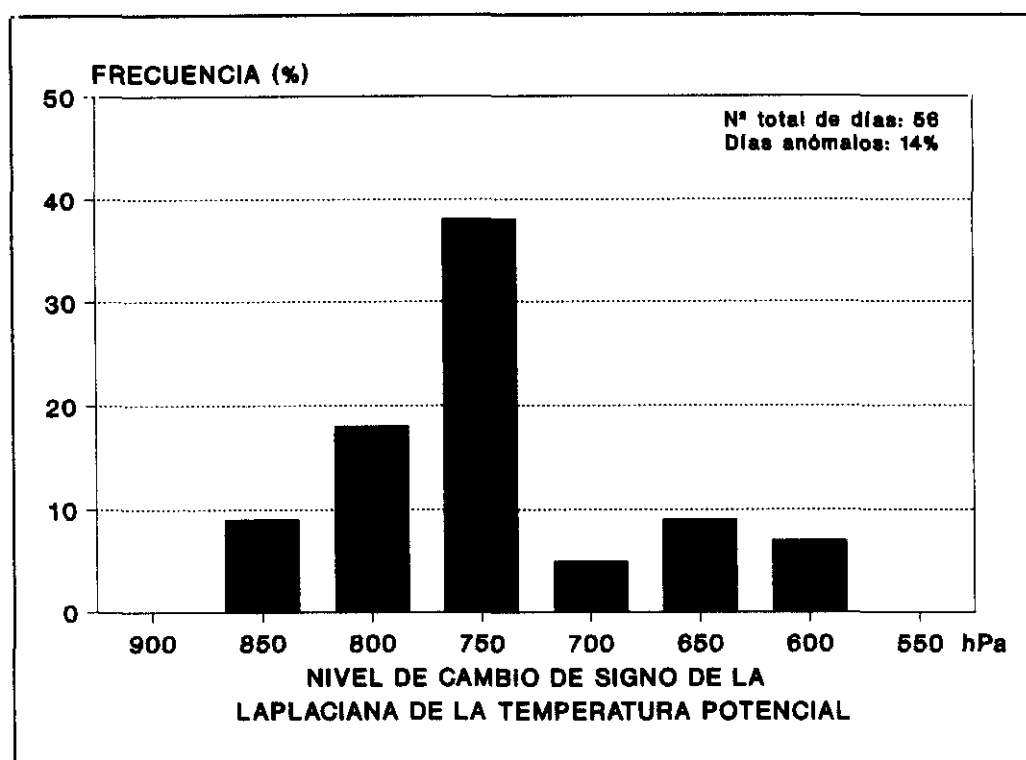


Figura 3.11. Extensión vertical de la baja térmica, calculada como el nivel de cambio de signo de la laplaciana de la temperatura potencial, en los meses de mayo a octubre de 1985.

Ibérica, presenta un espesor vertical similar a ésta. Así, la ciclonicidad aparente en el nivel de 850 hPa se ve reemplazada por un carácter claramente anticiclónico en el nivel de 700 hPa (Leslie, 1980). De forma similar, sobre la depresión térmica formada en la península Arábiga, se observa un acusado carácter anticiclónico en el nivel de 850 hPa, que resulta mucho más claro en 700 hPa (Blake et al., 1983), demostrando así el poco espesor relativo de este sistema. La extensión vertical máxima alcanzada por la depresión térmica formada sobre el suroeste de Norteamérica, no supera los 700 hPa en los meses en los que su desarrollo es máximo (julio y agosto) (Rowson y Colucci, 1992). No obstante, este resultado ha de ser interpretado cuidadosamente, puesto que las regiones montañosas de Méjico, sobre las que se forma la depresión, se encuentran muy próximas al nivel de 850 hPa.

Así pues, la baja térmica ibérica, a pesar de tener dimensión horizontal menor que las que se suelen formar en otras regiones, presenta un desarrollo vertical

similar. Esta independencia entre las dimensiones horizontal y vertical de la baja térmica se ha comprobado realizando un análisis de regresión múltiple mediante el método 'paso a paso' (*stepwise regression*). Para ello se han tomado como variables independientes la extensión horizontal e intensidad de la baja térmica, el valor de presión en el centro de la misma, así como sus coordenadas geográficas (latitud y longitud), siendo la extensión vertical la variable dependiente.

El resultado es que la única variable correlacionada con la extensión vertical de la depresión térmica (E_v), es la latitud del punto central de la misma (ϕ_c). El coeficiente de correlación múltiple correspondiente a esta variable es de 0.42 y la recta de regresión resultante es la siguiente:

$$E_v = 1860.99 - 28.63 \times \phi_c$$

Puesto que la extensión vertical se ha expresado en función del nivel de presión donde se produce un cambio de signo de la laplaciana de la temperatura potencial sobre el centro de la baja térmica, cuanto mayor sea el valor de la variable E_v , más cercano al suelo se encontrará dicho nivel. Por tanto, la pendiente negativa de la recta de regresión obtenida indica una disminución del valor de la variable dependiente con el aumento de la latitud del punto central de la baja térmica. Esto es, cuanto más al norte del dominio seleccionado se sitúe el centro de la depresión, mayor será su extensión vertical. Este comportamiento se puede explicar en función de la orografía de la península Ibérica. Así, dentro del dominio donde se suele situar el centro de la depresión térmica existen fuertes diferencias en la elevación del terreno, a causa de la presencia de la meseta central situada más al norte, con una altitud media de aproximadamente 800 m.

Atendiendo al mecanismo fundamental que origina una depresión térmica, explicado en el apartado 1.3, bajo las mismas condiciones de calentamiento superficial es decir características del suelo, la masa de aire existente sobre terrenos elevados sufrirá mayor expansión vertical, por ser menos densa, que aquella situada sobre terrenos con menor elevación; produciéndose, a su vez, una elevación del nivel

de divergencia y una intensificación de la depresión superficial, como se demuestra en el trabajo de Gaertner et al. (1993), lo que justifica claramente los resultados obtenidos en este análisis.

4. ASPECTOS DINÁMICOS Y DIABÁTICOS DE LA BAJA TÉRMICA IBÉRICA.

Una vez analizados los rasgos fundamentales de la baja térmica desde un punto de vista estático, en este capítulo se presenta un estudio sobre las características de este sistema relacionadas con su estructura dinámica. Se examinan los campos típicos de vorticidad potencial, viento horizontal y vertical, así como los perfiles verticales medios de divergencia y vorticidad relativa en el centro de la depresión a las 18 horas (TUC), correspondientes a los días con ocurrencia de baja térmica a lo largo del período de junio a septiembre de 1985.

Se estudian algunos factores a escala sinóptica, que pueden afectar al desarrollo de la depresión, mediante el análisis de los valores que presenten en un tiempo anterior a la formación de la misma. Para ello, se seleccionan una serie de variables derivadas y se examina su comportamiento en una hora previa a la formación de la baja térmica (06 TUC), con objeto de tratar de describir el entorno sinóptico que favorece o impide la formación del sistema mesoescalar.

Por último, a lo largo de un período de doce días, se realiza un análisis de la energía cinética involucrada en el desarrollo y formación de la baja térmica, diferenciando la contribución de las diferentes escalas de movimiento implicadas en el proceso. Para ello, se utiliza un método de análisis objetivo introducido por Barnes (1964), que se ha aplicado posteriormente por otros autores para la separación de escalas de movimiento en estudios atmosféricos (Doswell, 1977; Maddox, 1980; Gomis y Alonso, 1990; Chen et al., 1990) y oceanográficos (Tintoré et al., 1991).

4.1. Características dinámicas de la baja térmica.

4.1.1. Campo de viento horizontal, divergencia y vorticidad relativa.

El movimiento del aire en las proximidades de la superficie terrestre está controlado por cuatro factores: la fuerza del gradiente de presión, la de Coriolis, la aceleración centrípeta y las fuerzas de rozamiento. El tipo de movimiento generado dependerá del balance horizontal existente entre estas fuerzas. Así, en el movimiento geostrófico las componentes horizontales de la fuerza de Coriolis se equilibran con las de la fuerza del gradiente de presión. En este caso, la dirección del viento será paralela a las isolíneas de presión en un plano horizontal o a las de geopotencial en una superficie isobárica. El viento geostrófico es, en general, una buena aproximación al viento real en sistemas extratropicales de escala sinóptica, pero deja de tener validez en latitudes bajas o en sistemas de menor escala. Este es el caso de la baja térmica formada sobre la península Ibérica, en la que los vientos en niveles bajos son fundamentalmente ageostróficos, debido, en gran parte, al corto ciclo de vida del sistema que impide que se llegue a alcanzar el equilibrio geostrófico. Esta componente transisobárica del viento tiende a 'rellenar' la depresión térmica, compensando la divergencia de flujo que se observa en la parte superior del sistema, tal como se comentó en el apartado 1.1.

Así pues, en situación de baja térmica, el viento superficial se caracteriza por atravesar las líneas de contorno (isobaras o isohípsas) en vez de ser paralelo a las mismas. Este hecho se puede observar en las figuras 4.1, donde se han representado los campos de viento horizontal y de geopotencial en los niveles de presión estándar de 1000 hPa (a), 850 hPa (b), 700 hPa (c) y 500 hPa (d), correspondientes a un día típico de baja térmica (31-7-1985) a las 18 horas (TUC), según se deducen de los análisis del CEPPM.

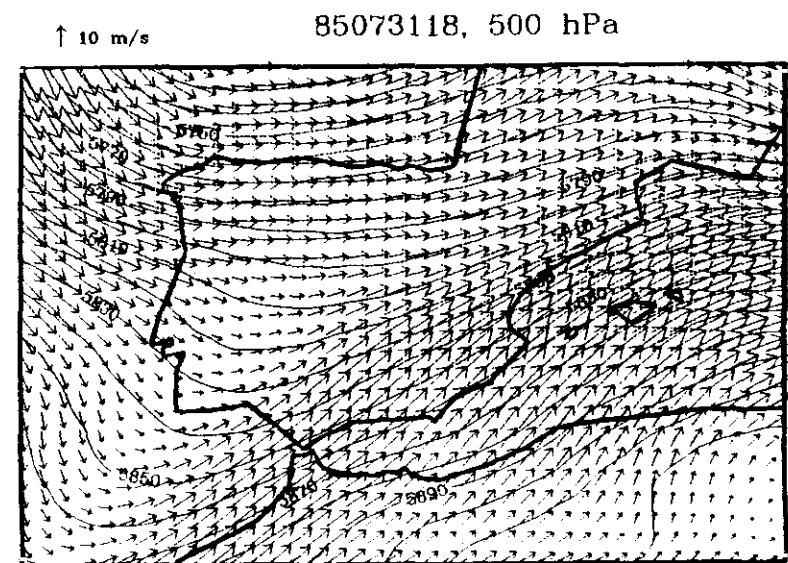
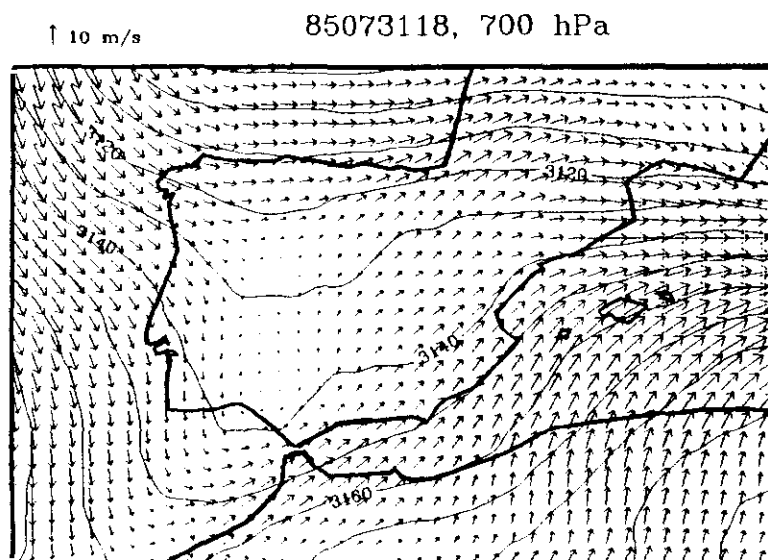
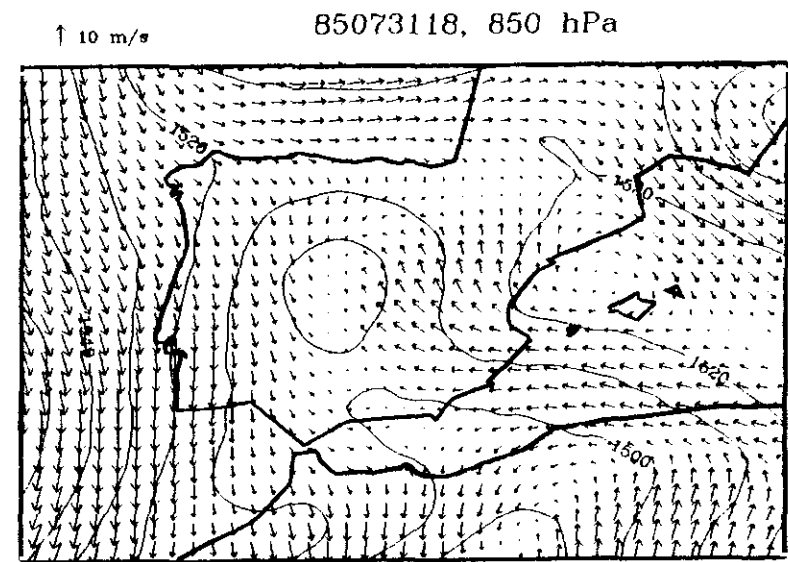
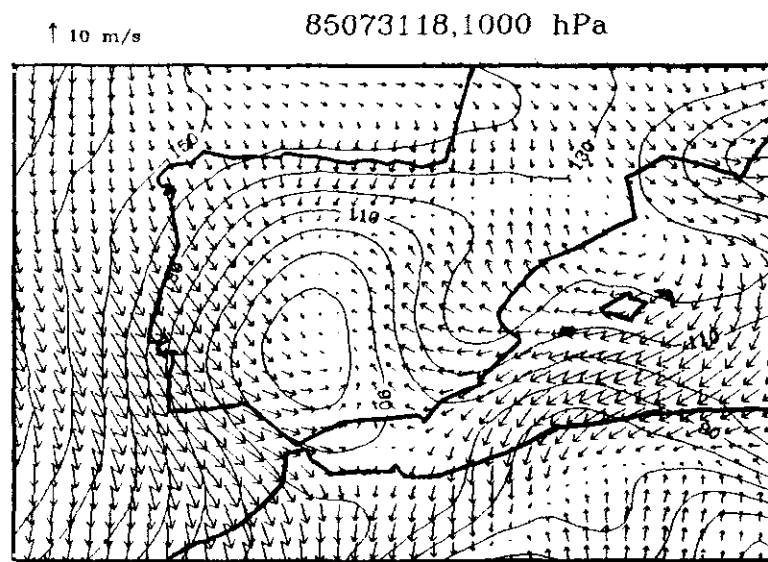


Figura 4.1. Campo de viento horizontal y geopotencial para un día típico de baja térmica (31-7-1985) a las 18 horas (TUC), en los niveles de presión de a) 1000 hPa, b) 850 hPa, c) 700 hPa y d) 500 hPa.

En tales figuras puede observarse que, alrededor de la depresión térmica, los flujos tienen un carácter predominantemente ageostrófico. Esto ocurre más claramente en el nivel de 1000 hPa a consecuencia de la mayor influencia de los efectos de fricción superficial, aunque es posible que también exista una cierta influencia espúrea de la extrapolación que debe realizarse cuando el suelo se sitúa por encima de este nivel de presión estándar. No obstante, este carácter ageostrófico también se aprecia en el nivel de 850 hPa en la zona que rodea la depresión térmica, lo que indica que en este sistema, como ocurre típicamente en los de mesoescala, no se llega a alcanzar un balance entre la fuerza del gradiente de presión y la de Coriolis. Incluso en la figura correspondiente al nivel de 700 hPa, se puede observar sobre el centro de la depresión una pequeña componente ageostrófica. En el nivel de 500 hPa no se aprecia ninguna influencia significativa de este sistema meteorológico.

El campo de viento asociado a la baja térmica ibérica presenta pues una estructura dinámica dominada por la convergencia del flujo hacia el centro de la depresión en los niveles próximos a la superficie terrestre. Se puede observar en la figura 4.1 que en el nivel de 1000 hPa el viento procedente del norte se curva hacia el interior de la Península. Así mismo, es evidente el giro ciclónico del viento alrededor del centro de la depresión en los niveles de 1000 hPa, 850 hPa e incluso, aunque de forma menos definida, en el de 700 hPa. En general, por encima de este nivel el flujo suele tener un carácter anticiclónico. Este comportamiento es consistente con la configuración del movimiento vertical asociado a las depresiones, con presencia de convergencia en niveles bajos y divergencia por encima de una altura determinada (ver figura 4.2).

Este esquema se corresponde con los resultados obtenidos del cálculo de los perfiles verticales medios de divergencia y vorticidad relativa sobre el centro de la depresión para los días de baja térmica de junio a septiembre de 1985 (figuras 4.4 y 4.5, respectivamente). Dado que sólo se dispone de los análisis del CEPPM en los niveles de presión estándar, se ha realizado una interpolación a niveles intermedios, separados entre sí por intervalos de presión de 50 hPa, para poder obtener con mayor resolución las variables que intervienen en el cálculo de los perfiles verticales

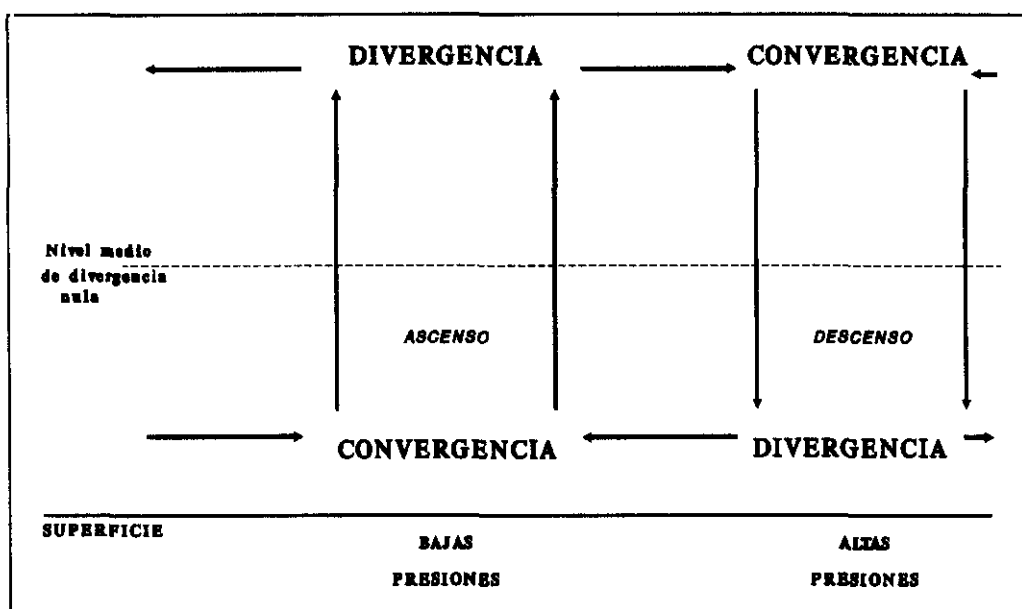


Figura 4.2. Configuración del movimiento vertical asociado a divergencia y convergencia de masas de aire en la troposfera.

de divergencia y vorticidad relativa sobre el centro de la depresión. En este estudio se ha utilizado como método de interpolación la técnica conocida como 'interpolación cúbica' (en inglés, *cubic spline interpolation*), debido a que su aplicación en modelos numéricos de mesoescala ha puesto de manifiesto su superioridad frente a otros esquemas (Fernández, 1992). Una descripción completa de este método se puede encontrar en Pielke (1984; págs. 297-307), no obstante, a continuación se comentan los aspectos más relevantes del mismo.

Partiendo del conocimiento de los valores de la variable ϕ en los puntos x_i , se trata de encontrar una función de interpolación $S(x)$, tal que:

- $S(x)$, $S'(x)$ y $S''(x)$ sean funciones continuas;
- La función $S(x)$ ha de ser un polinomio cúbico en el intervalo $x_{i-1} \leq x \leq x_i$, es decir $S(x) = ax^3 + bx^2 + cx + d$; y
- $S(x_i) = \phi_i$.

Bajo estas suposiciones, la función de interpolación, $S(x)$, que se obtiene es:

$$S(x) = -\frac{N_i}{h_i^2}(x-x_{i-1})^2(x_i-x) + \frac{N_{i-1}}{h_i^2}(x_i-x)^2(x-x_{i-1}) \quad (4.1)$$

$$+ \frac{\phi_{i-1}}{h_i^3}(x_i-x)^2[2(x-x_{i-1})+h_i] + \frac{\phi_i}{h_i^3}(x-x_{i-1})^2[2(x_i-x)+h_i]$$

donde $h_i = x_i - x_{i-1}$ y N_i es la derivada primera de $S(x)$ en el punto x_i . Los valores de todas las N_i pueden hallarse tras derivar dos veces la expresión (4.1) e imponer que $S''(x_i^+) = S''(x_i^-)$. Respecto a la condición de contorno aplicada, no se ha seguido el método propuesto por Pielke, ya que implica el cálculo de la derivada segunda de la variable en la frontera, donde no se dispone de información suficiente para realizar este cálculo de manera correcta. Por ello, se ha utilizado otro tipo de condición, conocida como 'de supresión de nodos' que no requiere dicho cálculo (Behforooz y Papamichael, 1979).

Para resolver el sistema de ecuaciones algebraicas lineales resultante, cuyas incógnitas son las N_i , se utiliza el *método de eliminación gaussiana*. Una vez conocida la función $S(x)$, el valor que tomará ϕ en el punto x_i vendrá dado por $\phi_i = S(x_i)$.

Una vez obtenidos los valores de las variables (u, v) en los niveles de presión separados por intervalos de 50 hPa, desde 1000 hasta 300 hPa, se realiza el cálculo de la divergencia ($\nabla \cdot \mathbf{V}$) y la componente vertical de la vorticidad relativa (ζ) en coordenadas esféricas, para cada uno de los días de baja térmica, alrededor de su centro y en todos los niveles, según las siguientes expresiones:

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial (v \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] \quad (4.2)$$

$$\zeta = \mathbf{k} \cdot (\nabla \times \mathbf{V}) = \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial (u \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] \quad (4.3)$$

donde R es el radio de la Tierra, φ la latitud y λ la longitud. El valor de las derivadas parciales se ha aproximado mediante diferencias finitas centradas, según las expresiones siguientes aplicadas a una variable genérica A :

$$\left(\frac{\partial A}{\partial \varphi} \right)_{i,j} = \frac{A_{i,j+1} - A_{i,j-1}}{2\Delta\varphi} \quad (4.4)$$

$$\left(\frac{\partial A}{\partial \lambda} \right)_{i,j} = \frac{A_{i+1,j} - A_{i-1,j}}{2\Delta\lambda}$$

donde los índices i y j varían según se muestra en la figura 4.3. El intervalo entre los puntos de la malla considerados en este cálculo ha sido de medio grado, tanto en latitud como en longitud ($\Delta\varphi = \Delta\lambda = 0.5^\circ$), que corresponde a la resolución espacial de los análisis del CEPPM utilizados.

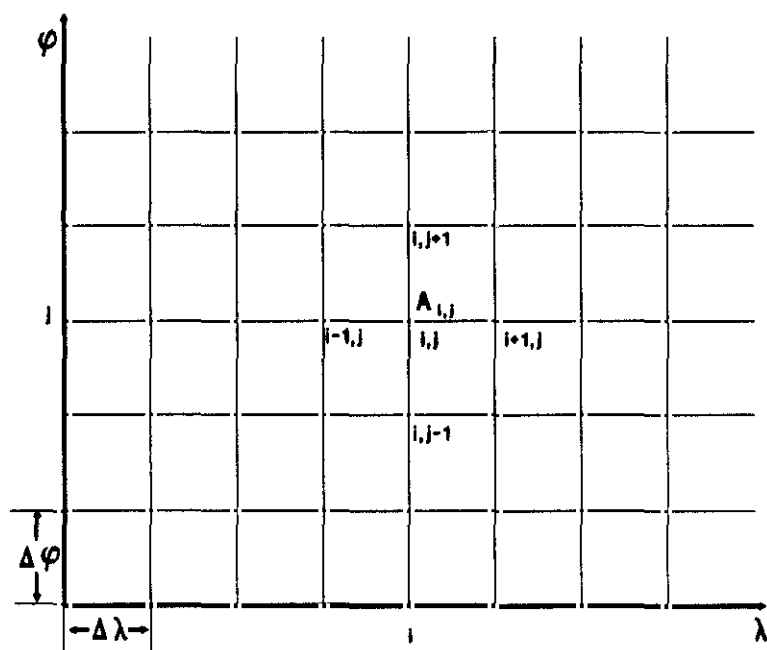


Figura 4.3. Variación de los índices i, j , en la malla utilizada.

Una vez obtenidos los valores de divergencia y vorticidad relativa en todos los niveles de presión considerados, correspondientes al centro de la depresión, se

derivan sus valores promedios para todos los días de baja térmica, resultando los perfiles verticales medios que se presentan en las figuras 4.4 y 4.5.

En la figura 4.4, se observa que la convergencia prevalece por debajo del nivel de 800 hPa, con un máximo de $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ en 1000 hPa. El nivel de divergencia nula se sitúa entre 800 y 750 hPa, existiendo un predominio de la divergencia por encima del mismo y hasta 400 hPa.

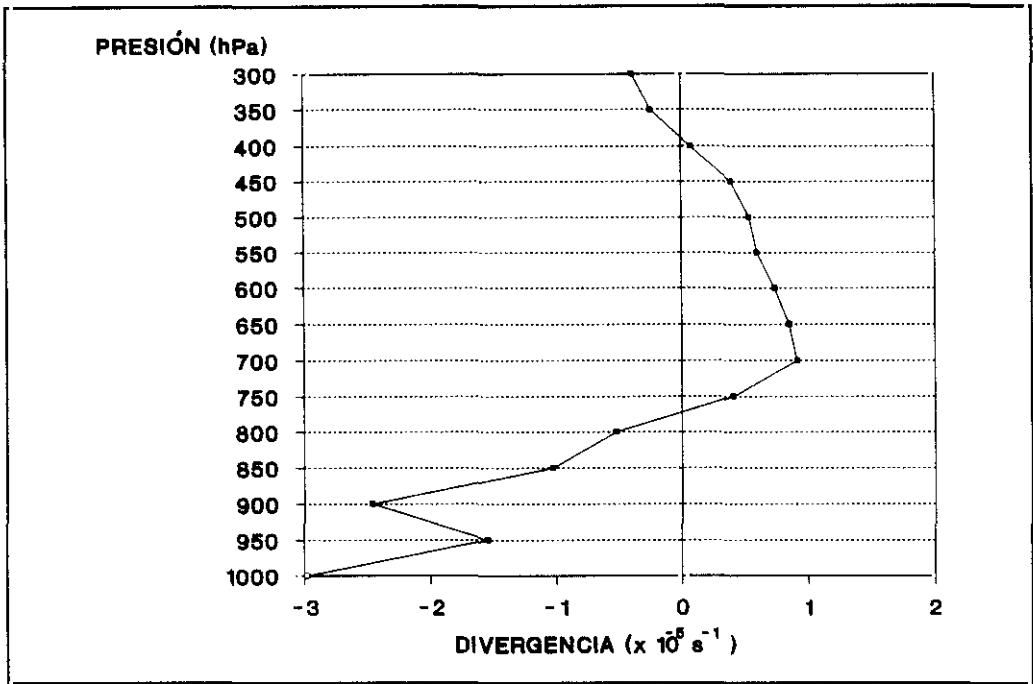


Figura 4.4. Perfil vertical de divergencia media en el centro de la depresión para los días de baja térmica de junio a septiembre de 1985.

El perfil vertical de vorticidad relativa media sobre el centro de la baja térmica presenta valores positivos en la capa atmosférica situada por debajo del nivel de 750 hPa, con un máximo de $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ en 1000 hPa (figura 4.5). Esta circulación ciclónica se hace más débil (menor vorticidad relativa) a medida que aumenta la distancia al suelo hasta que se llega a convertir en anticiclónica (valores negativos de vorticidad relativa), presentando un máximo en el nivel de 500 hPa.

Como se puede comprobar, las características descritas concuerdan con los

resultados obtenidos del estudio de la extensión vertical de la baja térmica (apartado 3.3). Así, en la mayoría de las ocasiones el efecto de la baja térmica no se refleja por encima de 750 hPa, puesto que es en las capas situadas por debajo de este nivel donde se manifiestan los rasgos típicos de la depresión: flujos convergentes, vorticidad ciclónica y valores negativos de la laplaciana de la temperatura potencial.

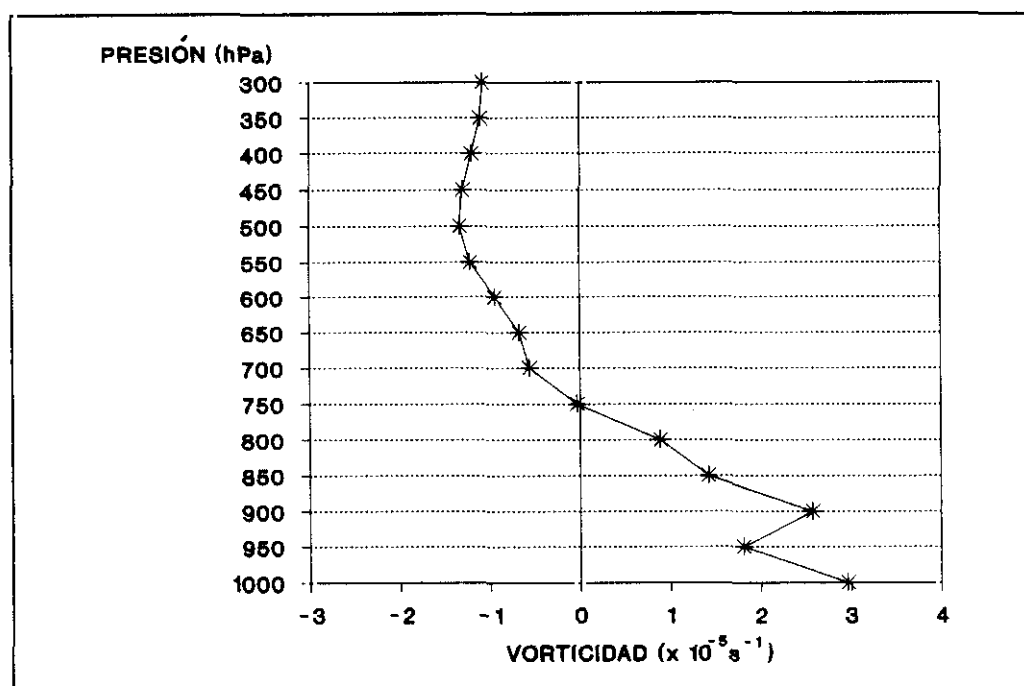


Figura 4.5. Perfil vertical de vorticidad relativa media en el centro de la depresión para los días de baja térmica de junio a septiembre de 1985.

El aspecto general de las curvas representadas en las figuras 4.4 y 4.5 se ajusta a la estructura esperada para este tipo de sistemas meteorológicos (Junning et al., 1984). Sin embargo, la capa comprendida entre el nivel de 900 hPa y 1000 hPa presenta un comportamiento anómalo, que puede ser atribuido a varias razones, entre las cuales cabe señalar la cizalla vertical y horizontal del viento existente entre los niveles de 1000 y 850 hPa y las condiciones de contorno del método de interpolación vertical utilizado para el cálculo de las componentes del viento en los niveles de presión intermedios.

4.1.2. Velocidad vertical del viento.

La componente vertical de la velocidad del viento en movimientos de escala sinóptica es del orden de unos centímetros por segundo, mientras que los sondeos aerológicos no pueden medir dicha magnitud con una precisión mayor de un metro por segundo. Por tanto, en general, la velocidad vertical no se suele medir directamente, sino que ha de ser deducida a partir de otras magnitudes medidas directamente con mayor exactitud.

Dos métodos utilizados frecuentemente para inferir el movimiento vertical son el método cinemático, basado en la ecuación de continuidad, y el método adiabático, basado en la ecuación de la energía termodinámica. Ambos métodos se suelen aplicar utilizando un sistema de coordenadas isobárico, por lo que, el resultado que se obtiene es $\omega(p)$ en vez de $w(z)$. Estas dos formas de deducir la velocidad vertical del viento se relacionan mediante la ecuación de la hidrostática.

Expandiendo la expresión de la derivada total de la presión respecto al tiempo en un sistema de coordenadas (x,y,z) queda:

$$\omega \equiv \frac{Dp}{Dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla p + w \left[\frac{\partial p}{\partial z} \right] \quad (4.5)$$

En movimientos de escala sinóptica, la velocidad horizontal del viento se puede considerar geostrófica en primera aproximación. Por tanto, el vector velocidad del viento estaría compuesto por la suma del vector representativo del viento geostrófico (\mathbf{V}_g), más el correspondiente a la componente ageostrófica del viento (\mathbf{V}_a), que será en este caso mucho menor que la geostrófica. Puesto que el viento geostrófico es un vector perpendicular al gradiente de presión ($\mathbf{V}_g = (\rho f)^{-1} \mathbf{k} \times \nabla p$), se cumplirá que $\mathbf{V}_g \cdot \nabla p = 0$. Usando este resultado junto con la ecuación de la hidrostática, la ecuación (4.5) queda de la siguiente manera:

$$\omega = \frac{\partial p}{\partial t} + V_a \cdot \nabla p - \rho g w \quad (4.6)$$

Teniendo en cuenta las magnitudes de los tres términos del segundo miembro de la ecuación (4.6), en el caso de movimientos de escala sinóptica:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial t} &\sim 1 \text{ kPa } d^{-1} \\ V_a \cdot \nabla p &\sim (1 \text{ m } s^{-1})(1 \text{ Pa } km^{-1}) \sim 0.1 \text{ kPa } d^{-1} \\ \rho g w &\sim 10 \text{ kPa } d^{-1} \end{aligned}$$

Por lo tanto, una buena aproximación para el cálculo de ω , en estas circunstancias, sería:

$$\omega = -\rho g w$$

No obstante, ésta dejaría de ser una aproximación correcta para la determinación de la velocidad vertical del viento en los siguientes casos:

1. Cuando la componente ageostrófica del viento sea relativamente grande;
2. Cuando la tendencia de la presión local sea relativamente grande;
3. Cuando la atmósfera no pueda ser considerada como hidrostática.

El primero corresponde a lo que normalmente se observa dentro de la capa límite planetaria, o en las proximidades de aquellos sistemas que se desplazan o profundizan con rapidez, en los que también se suele cumplir la segunda condición. La tercera restricción hace referencia, por ejemplo, al caso de las tormentas.

La depresión térmica ibérica, con un tamaño horizontal del orden de unos cientos de kilómetros y un espesor vertical menor de 3000 metros, puede considerarse un sistema en el que se cumple con bastante aproximación la hipótesis

hidrostática. Por otro lado, la tendencia local de la presión en el proceso de formación y desarrollo de la misma no suele ser mucho mayor que la de los sistemas de escala sinóptica (unos 2 hPa cada 6 horas). Sin embargo, como se ha mostrado en la figura 4.1, en la baja troposfera el viento presenta una fuerte componente ageostrófica, por lo cual el método propuesto para la determinación de la velocidad vertical del viento no sería correcto en situación de baja térmica.

Estas consideraciones han llevado a la necesidad de recurrir a la utilización de los valores de la velocidad vertical del viento proporcionados directamente por los análisis del CEPPM en los niveles de presión estándar, supuestamente más próximos a los valores reales que los que se podrían haber obtenido mediante el método comentado anteriormente, que implica la aceptación de hipótesis no del todo correctas bajo situación de baja térmica en la península Ibérica. Estos valores se han interpolado mediante el método 'cubic spline', descrito anteriormente, a niveles separados por intervalos de 50 hPa, para obtener los cortes verticales zonal (figura 4.6 a) y meridiano (figura 4.6 b) de esta variable, en un día típico de baja térmica (31-7-1985) a las 18 horas, que respectivamente pasan sobre el centro de la depresión (en este día se situó en el punto de coordenadas 38.5°N, 5.5°W). Se observa la existencia de movimientos ascendentes que aumentan desde la superficie hasta 850 hPa, aproximadamente, donde se localizan las máximas velocidades verticales (alrededor de -0.4 Pa/s) disminuyendo a partir de ese nivel.

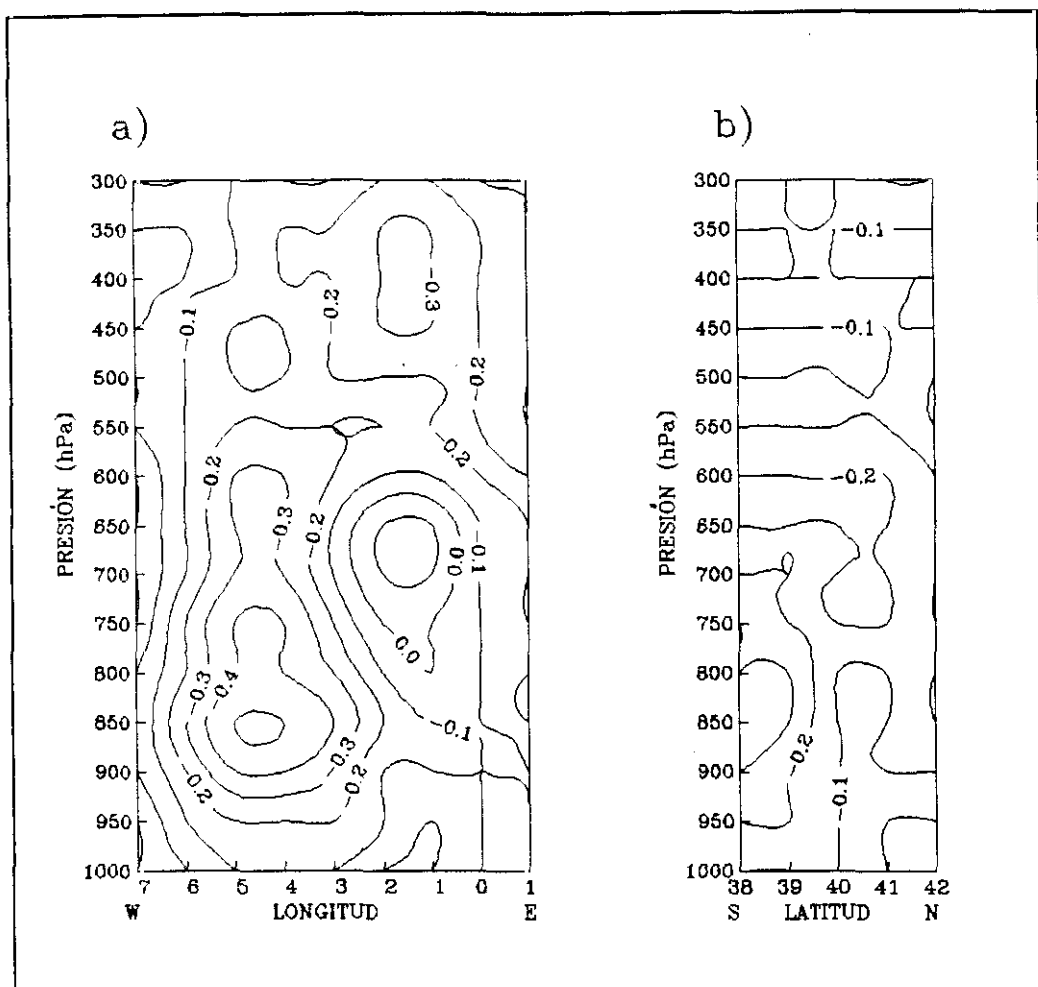


Figura 4.6. Cortes verticales de la velocidad vertical $\omega(p)$, en Pa/s, para un día típico de baja térmica (31-7-1985) a las 18 horas (TUC): a) Corte zonal en 38.5°N y b) Corte meridiano en 5.5°W .

4.1.3. Campo de vorticidad potencial.

La expresión más general para la conservación de la vorticidad potencial definida por Ertel se puede escribir de la siguiente manera (Hoskins et al., 1985; Pedlosky, 1987):

$$\frac{D\Pi}{Dt} = \frac{(\zeta + 2\Omega) \cdot \nabla \theta}{\rho} + \frac{(\nabla \times \mathbf{F}) \cdot \nabla \theta}{\rho} \quad (4.7)$$

donde $\Pi = (\zeta + 2\Omega) \cdot \nabla \theta / \rho$ es la vorticidad potencial de Ertel, $\zeta + 2\Omega = \eta$ la vorticidad

absoluta, ρ la densidad, θ la temperatura potencial y F la fuerza de fricción por unidad de masa. El primer y segundo sumandos del segundo miembro de la ecuación (4.7) representan la contribución al aumento o disminución de la vorticidad potencial a causa de los efectos diabáticos y de fricción, respectivamente.

La expresión correspondiente a la vorticidad potencial en un sistema de coordenadas (λ, φ, p) , utilizado en este trabajo, es la siguiente:

$$PV = -g \left[f + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial (u \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] \frac{\partial \theta}{\partial p} + g \left[\frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{1}{R} \frac{\partial \theta}{\partial \varphi} \frac{\partial u}{\partial p} \right] \quad (4.8)$$

La evaluación de PV en (4.8) se ha llevado a cabo mediante aproximación de las derivadas parciales por diferencias finitas centradas, según el procedimiento explicado en el apartado 4.1.1, sobre las superficies isobáricas entre 1000 hPa y 300 hPa, en el dominio donde se dispone de los análisis del CEPPM ($33^\circ\text{N} \leq \varphi \leq 46^\circ\text{N}$ y $13^\circ\text{W} \leq \lambda \leq 7^\circ\text{E}$), con una resolución de 0.5 grados.

En la figura 4.7 se presenta un ejemplo de la distribución típica del campo de vorticidad potencial para un día de baja térmica (31-7-1985) a las 18 horas, en los niveles de presión estándar. Es de destacar la presencia de una zona, al sur de la Península, en que la vorticidad potencial presenta valores negativos en los niveles de 1000 hPa (figura 4.7 a) y 850 hPa (figura 4.7 b), aunque en éste último su extensión sea considerablemente menor. Esta zona coincide, de forma aproximada, con el lugar donde ese día se sitúa el centro de la depresión térmica (ver figuras 4.1 a y b). Por otro lado, en estos mismos niveles se puede apreciar la existencia de una anomalía positiva de vorticidad potencial al sureste de la Península sobre el Mediterráneo y el norte de Africa. El comportamiento de la vorticidad potencial en esta situación no se asemeja al que suele observarse en sistemas de escala sinóptica, en los que las anomalías negativas se asocian a curvatura anticiclónica y las positivas a curvatura ciclónica (Bluestein, 1993). Esto podría deberse a la gran importancia

que tienen los efectos de calentamiento diabático y de fricción sobre el suelo en el caso de baja térmica, que en otros sistemas de mayor escala se consideran despreciables.

Este tipo de estructuras se pueden apreciar también en la figura 4.8, donde se presentan cortes verticales zonales del campo de vorticidad potencial, sobre el centro de la baja térmica a intervalos de seis horas, para el día 31 de julio de 1985. A medida que progresa el día se observa la generación en superficie de una especie de 'cúpula' con un valor mínimo de vorticidad potencial en su interior, que alcanza su máxima profundidad a las 18 horas, cuando la depresión térmica se encuentra completamente desarrollada. Este hecho se puede asociar con la estructura de 'embudo' que presenta el campo de temperatura potencial en esta situación (figura 3.10 a) con un máximo de dicha variable en superficie a esta misma hora.

Una posible interpretación cualitativa de la evolución diurna del aire dentro y fuera de la 'cúpula' de vorticidad potencial mínima, se podría hacer en base a la ecuación (4.7) (Alonso et al., 1994). Valores negativos del segundo miembro de la ecuación podrían indicar que las partículas que inicialmente se encontraban dentro de la 'cúpula' no podrían salir de ella. En cambio, para una parcela de aire situada fuera de la misma, una disminución de la derivada sustancial de la vorticidad potencial indicaría la posibilidad de introducirse dentro de la 'cúpula' de vorticidad potencial negativa. Por el contrario, un valor positivo del segundo miembro de la ecuación (4.7) podría interpretarse de forma contraria, es decir, las parcelas de aire situadas inicialmente fuera de la 'cúpula' no podrían introducirse en ella, mientras que las interiores tendrían la capacidad de salir fuera de la misma.

El signo del término diabático en la ecuación (4.7) (primer sumando del segundo miembro), dependerá de la proyección del gradiente de la variación temporal de la temperatura potencial, $\nabla\theta$, sobre la vorticidad absoluta, η . Durante el día, el vector $\nabla\theta$ irá apuntando progresivamente hacia el área de máximo calentamiento, siendo su proyección en la vertical negativa o nula. Es probable que

ocurra lo mismo con $\nabla\theta$ por lo que el término diabático sería negativo en este caso. En estas circunstancias se producirá un desarrollo de la 'cúpula' de vorticidad potencial negativa, pudiendo generarse gradientes superadiabáticos en los niveles cercanos a la superficie terrestre. Cuando cesa el calentamiento solar, el vector $\nabla\theta$ empieza a tener una componente vertical de mayor magnitud, al tiempo que también la componente vertical de $\nabla\theta$ adquiere valores positivos, tendiendo entonces el término diabático a generar valores positivos de vorticidad potencial, lo cual contribuiría a la destrucción de la 'cúpula' de vorticidad potencial negativa.

Este efecto puede verse modificado en función de la distribución espacial de las fuerzas de fricción. Para evaluar el signo del término de fricción en la ecuación (4.7), segundo sumando del segundo miembro, se supone un modelo teórico simétrico del efecto de fricción, con circulación anticiclónica (sin considerar el movimiento ageostrófico) alrededor de la península Ibérica, de forma que la magnitud de la fuerza de fricción aumente desde el mar hacia tierra y disminuya desde las zonas costeras hacia el centro de la depresión. Con esta distribución de la fricción se obtendrían valores positivos del rotacional de dicha fuerza en las zonas costeras y negativos en el centro peninsular. El término de fricción depende además de la distribución de temperatura potencial, de forma que cuando la baja térmica alcanza su máxima intensidad y las isentrópicas presentan una estructura de 'embudo' en el interior peninsular, el término de fricción será positivo o nulo en todo el dominio. Cuando el calentamiento deja de existir y las isentrópicas presentan un aspecto más horizontal, el signo del término de fricción puede tomar valores negativos en las regiones del centro de la Península.

Por lo tanto, el cambio sustancial total de la vorticidad potencial dependerá de la hora del día y de la zona donde se realicen los cálculos, puesto que el término diabático y el de fricción pueden tener signos diferentes. Así, la cúpula de vorticidad potencial sobre el centro de la baja térmica se generaría cuando el calentamiento solar superase los efectos de fricción, y se destruiría al cesar dicho calentamiento.

Podría darse el caso de que el enfriamiento nocturno, con el correspondiente cambio en los signos de las componentes de $\nabla\theta$, no fuese suficiente para destruir totalmente la estructura de baja térmica, y, aunque desapareciesen los valores negativos de vorticidad potencial, podría permanecer un núcleo de vorticidad potencial mínima que a su vez podría actuar como 'embrión' para el desarrollo de una nueva 'cúpula' al día siguiente. Pero para llevar a cabo este análisis se necesitaría realizar un estudio más amplio, con mayor número de días y una base de datos de mejor calidad.

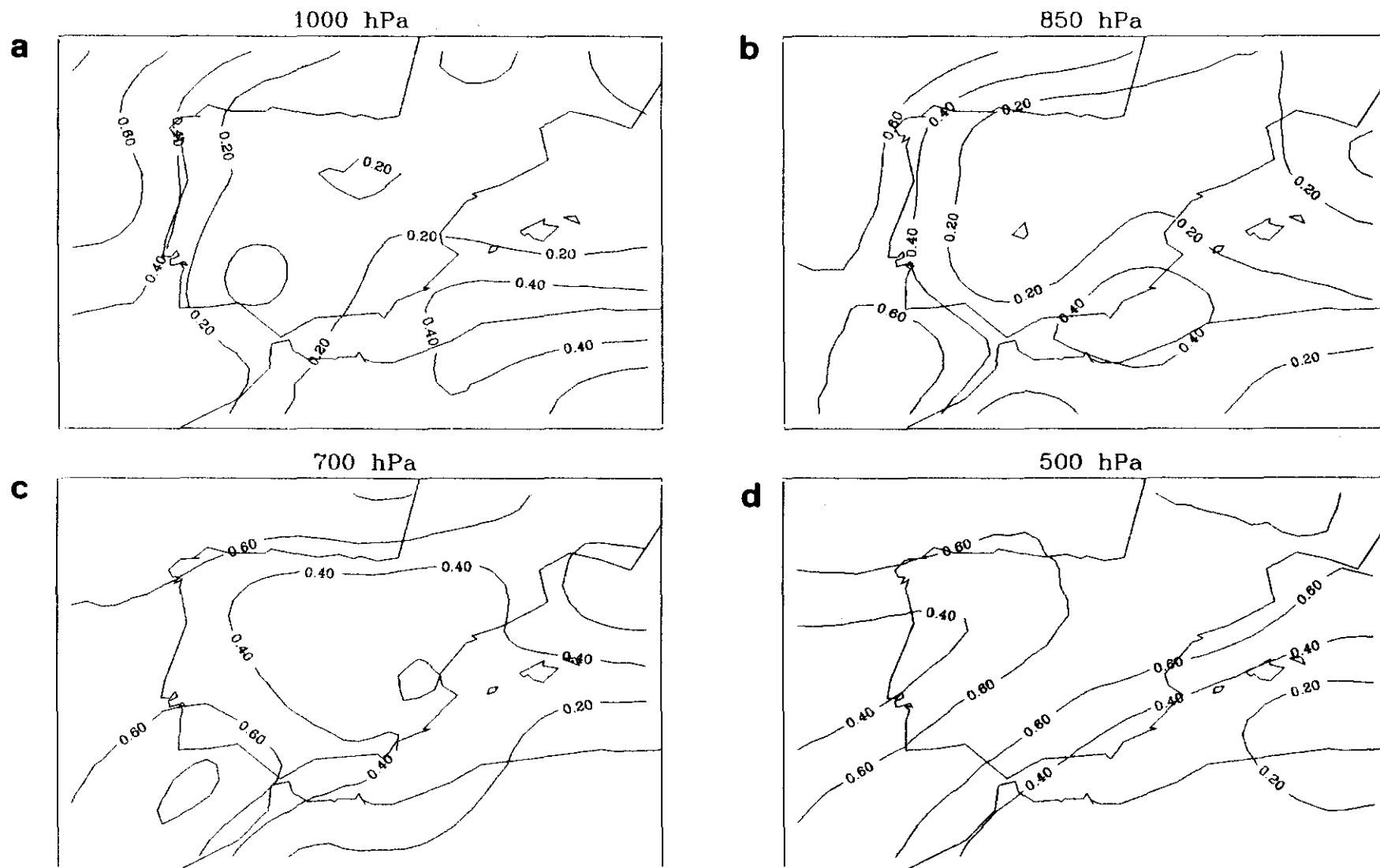


Figura 4.7. Campos de vorticidad potencial ($\cdot 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$), para el día 31 de julio de 1985, a las 18 horas (TUC), en los niveles de presión de a) 1000 hPa, b) 850 hPa, c) 700 hPa y d) 500 hPa.

Vorticidad potencial ($\times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)
Corte zonal (38.5 °N)

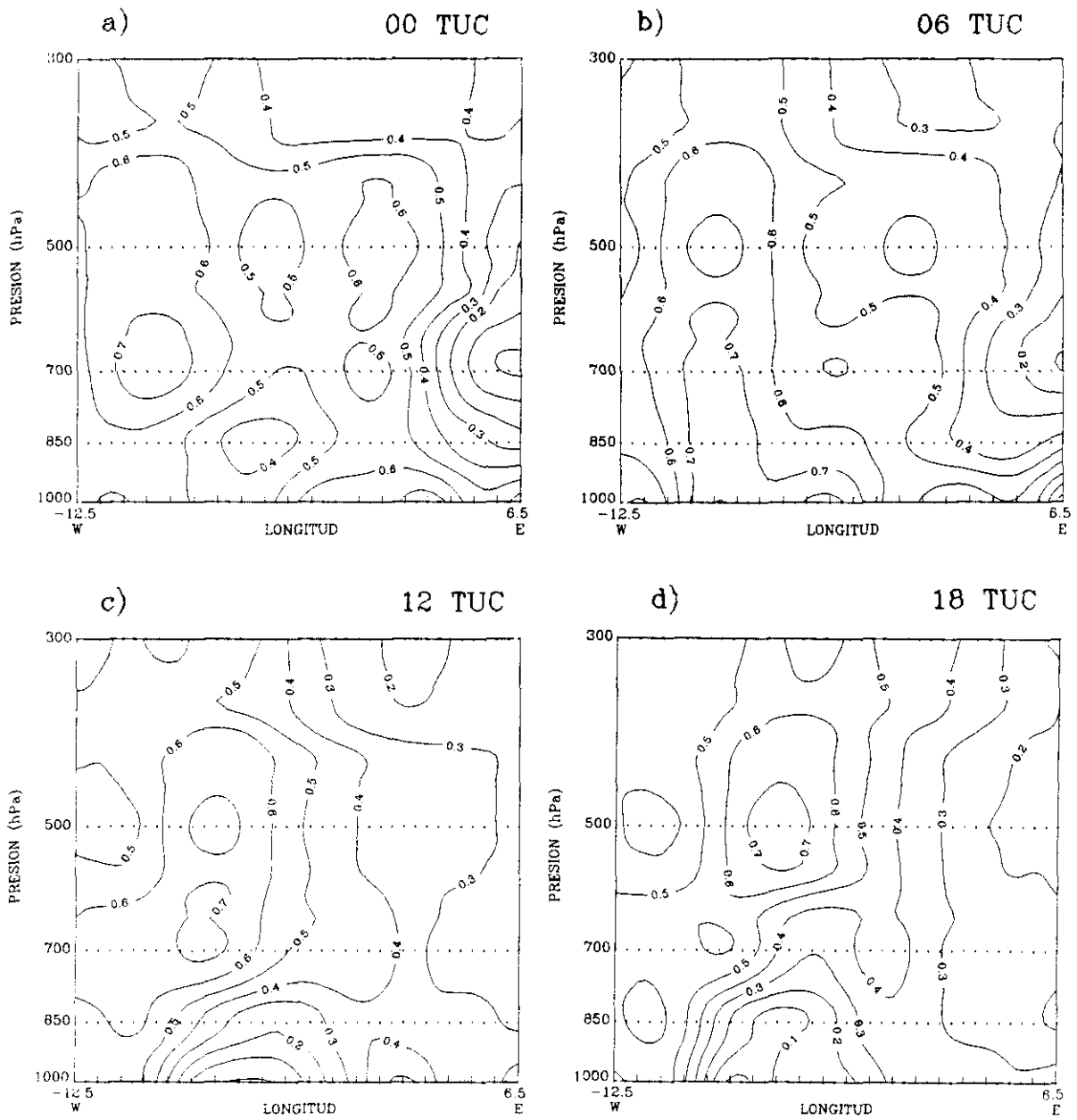


Figura 4.8. Cortes verticales zonales de vorticidad potencial a diferentes horas del día 31 de julio de 1985.

4.2. Influencia del entorno sinóptico en la formación y desarrollo de la depresión térmica.

En este apartado se tratará de definir el entorno sinóptico donde se desarrolla más favorablemente la depresión térmica estival en la Península Ibérica. Las características de dicho entorno se determinan en función de los promedios espaciales de una serie de variables atmosféricas elaboradas, en cada uno de los niveles estándar de presión. Con objeto de identificar los rasgos atmosféricos de escala sinóptica antes de que se vean perturbados por el efecto de la depresión térmica en sí, se han calculado las mencionadas variables a partir de los campos analizados a las 06 horas (TUC). Esta consideración conlleva implícitamente la hipótesis de que entre las 06 y las 18 horas (TUC), que es cuando se genera la depresión térmica, la situación sinóptica en el entorno de la península Ibérica no cambia sustancialmente. Para eludir esta limitación podría haberse considerado la situación sinóptica en una hora más próxima a la fase de máximo desarrollo del sistema mesometeorológico (por ejemplo a las 12 horas, o incluso a las 18 horas), sin embargo esta alternativa presenta la dificultad de que en tales horas los campos sinópticos se hallarían perturbados por el efecto de la depresión térmica que se está desarrollando.

Este estudio se realiza para los meses de junio, julio y agosto de 1985, de manera que las variables elaboradas se calculan cada día a partir de los análisis del modelo del CEPPM, promediándolas espacialmente en el dominio comprendido entre 34°N y 45°N y entre 12°W y 6°E. A continuación, se comparan los valores promedio de cada una de las variables obtenidos en días de baja térmica con los correspondientes a los días en que no se desarrolló este sistema, seleccionados según el criterio propuesto en el apartado 2.2.2, utilizando datos de presión observados en la red climatológica del INM.

Las variables elaboradas que se han considerado para definir el entorno sinóptico son las que se mencionan a continuación, junto con sus expresiones en coordenadas esféricas (φ, λ, p), donde todos los símbolos tienen su significado habitual:

1. *Vorticidad relativa en los niveles de presión estándar (1000, 850, 700, 500 y 300 Hpa):*

$$\zeta = k \cdot (\nabla \times V) = \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial(u \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] \quad (4.9)$$

2. *Divergencia en los niveles de presión estándar (1000, 850, 700, 500 y 300 Hpa):*

$$\nabla \cdot V = \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial(v \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] \quad (4.10)$$

3. *Vorticidad potencial en los niveles de presión estándar (1000, 850, 700, 500 y 300 Hpa):*

$$PV = -g \left[f + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial(u \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] \frac{\partial \theta}{\partial p} + g \left[\frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{1}{R} \frac{\partial \theta}{\partial \varphi} \frac{\partial u}{\partial p} \right] \quad (4.11)$$

4. *Parámetro de inestabilidad barotrópica en los niveles de presión estándar (1000, 850, 700, 500 y 300 Hpa):*

$$\frac{PIB}{R} = \frac{1}{R} \frac{\partial f}{\partial \varphi} - \frac{1}{R^2} \frac{\partial^2 u}{\partial \varphi^2} \quad (4.12)$$

5. *Humedad relativa promedio de la capa comprendida entre 1000 y 700 Hpa y entre 700 y 300 Hpa:*

$$HR = \frac{q}{q_{vs}} \quad (4.13)$$

donde q es la humedad específica y q_{vs} la humedad específica saturante.

6. *Variación vertical de temperatura potencial entre las capas de 1000 y 700 hPa y entre 700 y 300 hPa:*

$$\frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (4.14)$$

7. *Espesor relativo entre los niveles de 1000 y 850 hPa y 850 y 700 hPa:*

$$\Delta Z = \phi_{k+1} - \phi_k \quad (4.15)$$

donde ϕ es la altura geopotencial correspondiente al nivel k .

El cálculo de las derivadas, en estas expresiones, se ha realizado mediante una aproximación por diferencias finitas centradas, según se ha explicado en el apartado 4.1.1.

Una vez calculadas todas las variables en cada punto del dominio elegido se realiza un promedio espacial para cada día, calculándose seguidamente la media de dicho valor para los días de baja térmica ($N_B=42$) y para el resto de los días ($N_{NB}=49$). Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 4.1.

Con objeto de seleccionar las variables que pueden ser representativas de los días en los que se desarrolla la depresión, se lleva a cabo un contraste de igualdad de medias entre las muestras correspondientes a los días de baja térmica y a los de no baja térmica, seleccionando aquellas variables que den como resultado del test la desigualdad de medias, considerando un nivel de significación de 0.005. De esta forma se han obtenido, como variables pertenecientes a distintas poblaciones, la vorticidad potencial en los niveles de 1000, 850, 500 y 300 hPa, la divergencia en el nivel de 1000 hPa, el gradiente vertical de temperatura potencial entre 1000 y 700 hPa, la humedad relativa media de la capa comprendida entre los niveles de 700 y 300 hPa, el parámetro de inestabilidad barotrópica en los niveles de 1000, 850, 500 y 300 hPa.

Las frecuencias acumuladas de los valores observados para cada una de estas variables, en día de baja térmica y de no baja térmica, se muestran en las tablas 4.2 a 4.12. En ellas se aprecia que, en general, las variables analizadas presentan una

incidencia superior en días de baja térmica que en los que no se forma la depresión, más acentuada por encima o por debajo de unos determinados valores de la variable. Así, por ejemplo se observa que alrededor del 83% de los días de baja térmica, la vorticidad potencial en el nivel de 1000 hPa presenta valores iguales o superiores a $5.0 \times 10^{-7} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$, mientras que un 59% de los días en los que no se desarrolló dicho sistema superaron este valor. En el nivel de 850 hPa la mayor diferencia entre las frecuencias observadas en días de baja térmica y de no baja térmica se presenta para valores de la vorticidad potencial superiores a $4.2 \times 10^{-7} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ (76% y 51%, respectivamente). La vorticidad potencial en los niveles de presión de 500 y 300 hPa se comporta de forma diferente, registrándose las mayores diferencias en las frecuencias para valores menores de $4.5 \times 10^{-7} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ y $5.0 \times 10^{-7} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ en días de baja térmica, respectivamente (83% y 98%, respectivamente), alcanzando dichos valores sólo un 49% y 65% de los días de no baja térmica. Por tanto, parece que el entorno sinóptico que favorece la formación de la baja térmica, en cuanto a vorticidad potencial se refiere, se caracteriza por presentar valores positivos y altos en los niveles de 1000 y 850 hPa, y valores bajos en los niveles superiores de la atmósfera (500 y 300 hPa). Esta estructura del campo de vorticidad potencial se podría asociar con una situación sinóptica anticiclónica, que, al presentar una actividad débil tanto en niveles cercanos al suelo como en los superiores, permitiría el desarrollo de otros sistemas de menor escala, como es la baja térmica.

En la tabla 4.6 se observa que en un 95% de los días de baja térmica la divergencia en el nivel de 1000 hPa supera el valor de $-1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, mientras que sólo en el 67% de los días en los que no se formó dicho sistema se superó este valor. Esta diferencia es más acusada para valores superiores a $1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, sin embargo la frecuencia de días que registran estos valores es bastante menor (64% y 28%, respectivamente).

Otro parámetro indicativo de un entorno sinóptico favorable a la formación de la baja térmica es el gradiente vertical de temperatura potencial entre los niveles de 1000 y 700 hPa, de manera que en un 90% de los días de baja térmica se registraron valores menores de -5 K/Pa de dicho parámetro, mientras que se

presentaron estos valores sólo en un 63 % de los días en los que no se formó la depresión (tabla 4.7). Este hecho refleja la existencia de una capa estable entre estos dos niveles, que podría realizar la función de una barrera entre la actividad mesoescalar en niveles bajos y la sinóptica existente por encima.

Por otro lado, en la tabla 4.8 se observa que en un alto porcentaje de los días en los que se formó la depresión (93 %) la humedad relativa media es menor del 45 % entre los niveles de 700 y 300 hPa, presentándose estos valores sólo en un 57 % de los días en los que no se desarrolló dicho sistema.

Otro factor que podría proporcionar información sobre el desarrollo potencial de la depresión térmica es el parámetro de inestabilidad barotrópica en los niveles de 1000, 850, 500 y 300 hPa. En las tablas 4.9 a 4.10 se puede observar que un 83 % y 79 % de los días en los que se formó dicho sistema, esta variable presentaba valores menores de $0.2 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ en los niveles de 1000 y 850 hPa respectivamente, y sólo en el 67 % y 57 % de los días de no baja térmica se obtuvieron estos valores, para cada uno de los niveles de presión mencionados. En 500 y 300 hPa se presentan frecuencias del 88 % y 90 % de días de baja térmica con valores del parámetro de inestabilidad barotrópica inferiores a $0.3 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, respectivamente, y del 59 % y 61 % para los días de no baja térmica (tablas 4.11 y 4.12). Por tanto, estos resultados parecen indicar que, en aquellos días en los que el parámetro de inestabilidad barotrópica en los niveles de 1000, 850, 500 y 300 hPa a las 06 horas (TUC) es menor de estos valores 'críticos' existe mayor probabilidad de que se desarrolle la baja térmica.

A pesar de que algunas variables presentan un comportamiento diferenciado entre los días de baja térmica y los que no se forma este sistema, la información que proporciona este sencillo estudio no permite hacer afirmaciones fiables sobre el entorno sinóptico que favorece o no la formación de la depresión. Un estudio más exhaustivo, mediante la utilización de una base de datos más amplia y posiblemente aplicando otro tipo de métodos, podría proporcionar información más consistente sobre este importante aspecto. No obstante, la falta de disponibilidad de datos en

períodos de tiempo más extensos, ha hecho que lo realizado sólo alcance a ser una primera aproximación al estudio del entorno sinóptico favorable a la formación de la baja térmica, siendo una línea de trabajo abierta para posteriores análisis.

Tabla 4.1

VARIABLE		BAJA TÉRMICA (valor medio \pm desviación típica)	NO BAJA TÉRMICA (valor medio \pm desviación típica)
VORTICIDAD RELATIVA (*10 ⁻⁶ s ⁻¹)	1000 hPa	1.2 \pm 3.2	1.3 \pm 4.4
	850 hPa	-3.0 \pm 3.3	-1.6 \pm 5.0
	700 hPa	-5.2 \pm 4.8	-2.5 \pm 7.0
	500 hPa	-8.4 \pm 7.0	-3.3 \pm 10.6
	300 hPa	-11.8 \pm 12.2	-4.2 \pm 16.6
DIVERGENCIA (*10 ⁻⁶ s ⁻¹)	1000 hPa	1.6 \pm 1.9	0.1 \pm 2.8
	850 hPa	0.1 \pm 1.5	-0.1 \pm 1.7
	700 hPa	-0.7 \pm 0.9	-0.8 \pm 1.0
	500 hPa	-0.2 \pm 0.9	0.0 \pm 1.1
	300 hPa	-0.3 \pm 1.5	0.6 \pm 1.8
VORTICIDAD POTENCIAL (*10 ⁻⁷ K m ² s ⁻¹ kg ⁻¹)	1000 hPa	5.7 \pm 0.9	5.2 \pm 1.0
	850 hPa	4.4 \pm 0.3	4.2 \pm 0.4
	700 hPa	4.2 \pm 0.5	4.2 \pm 0.6
	500 hPa	4.1 \pm 0.4	4.5 \pm 0.7
	300 hPa	3.7 \pm 0.6	4.5 \pm 1.3
PIB (*10 ⁻¹⁰ m ⁻¹ s ⁻¹)	1000 hPa	0.12 \pm 0.10	0.20 \pm 0.11
	850 hPa	0.11 \pm 0.11	0.19 \pm 0.12
	700 hPa	0.17 \pm 0.11	0.22 \pm 0.10
	500 hPa	0.13 \pm 0.15	0.23 \pm 0.16
	300 hPa	0.05 \pm 0.29	0.22 \pm 0.24
HUMEDAD RELATIVA (%)	1000-700 hPa	63.1 \pm 4.9	64.8 \pm 5.9
	700-300 hPa	38.6 \pm 5.7	43.2 \pm 9.0
$\partial\theta/\partial p$ (K/Pa)	700-1000 hPa	-5.5 \pm 0.4	-5.2 \pm 0.5
	300-700 hPa	-5.2 \pm 0.3	-5.3 \pm 0.5
ΔZ (m)	1000-850 hPa	1393.7 \pm 10.4	1391.0 \pm 11.6
	850-700 hPa	1629.0 \pm 12.4	1624.0 \pm 14.7

Tabla 4.2

VORTICIDAD POTENCIAL (1000 hPa) (*10 ⁻⁷ K m ² s ⁻¹ kg ⁻¹)	≥ 8	≥ 7	≥ 6	≥ 5	≥ 4	≥ 3
BAJA	0%	2%	48%	83%	95%	100%
NO BAJA	2%	8%	20%	59%	90%	100%

Tabla 4.3

VORTICIDAD POTENCIAL (850 hPa) (*10 ⁻⁷ K m ² s ⁻¹ kg ⁻¹)	≥ 5.1	≥ 4.8	≥ 4.5	≥ 4.2	≥ 3.9	≥ 3.6
BAJA	5%	19%	45%	76%	98%	100%
NO BAJA	2%	10%	24%	51%	82%	100%

Tabla 4.4

VORTICIDAD POTENCIAL (500 hPa) (*10 ⁻⁷ K m ² s ⁻¹ kg ⁻¹)	< 3.9	< 4.5	< 5.1	< 6.3
BAJA	24%	83%	100%	
NO BAJA	18%	49%	79%	100%

Tabla 4.5

VORTICIDAD POTENCIAL (300 hPa) (*10 ⁻⁷ K m ² s ⁻¹ kg ⁻¹)	< 3	< 4	< 5	< 6	< 9
BAJA	12%	59%	98%	100%	
NO BAJA	6%	33%	65%	90%	100%

Tabla 4.6

DIVERGENCIA (1000 hPa) (*10 ⁻⁶ s ⁻¹)	≥ 5	≥ 3	≥ 1	≥ -1	≥ -3	≥ -7
BAJA	17%	24%	64%	95%	100%	
NO BAJA	8%	14%	28%	67%	94%	100%

Tabla 4.7

$\partial\theta/\partial p$ (700-1000 hPa) (K/Pa)	< -5.9	< -5.6	< -5.3	< -5.0	< -4.7	< -4.4
BAJA	12 %	26 %	64 %	90 %	98 %	100 %
NO BAJA	8 %	22 %	37 %	63 %	82 %	100 %

Tabla 4.8

HUMEDAD RELATIVA (700-300 hPa) (%)	< 35	< 40	< 45	< 50	< 55	< 60
BAJA	24 %	59 %	93 %	95 %	98 %	100 %
NO BAJA	20 %	35 %	57 %	69 %	90 %	100 %

Tabla 4.9

PIB (1000 hPa) (*10 ⁻¹⁰ m ⁻¹ s ⁻¹)	< 0.03	< 0.13	< 0.23	< 0.33	< 0.43	< 0.53
BAJA	21 %	55 %	83 %	95 %	100 %	
NO BAJA	6 %	24 %	67 %	88 %	98 %	100 %

Tabla 4.10

PIB (850 hPa) (*10 ⁻¹⁰ m ⁻¹ s ⁻¹)	< 0.0	< 0.1	< 0.2	< 0.3	< 0.4	< 0.5
BAJA	14 %	45 %	79 %	95 %	100 %	
NO BAJA	10 %	18 %	57 %	77 %	98 %	100 %

Tabla 4.11

PIB (500 hPa) (*10 ⁻¹⁰ m ⁻¹ s ⁻¹)	< -0.01	< 0.09	< 0.19	< 0.29	< 0.39	< 0.69
BAJA	21 %	36 %	62 %	88 %	95 %	100 %
NO BAJA	6 %	20 %	39 %	59 %	90 %	100 %

Tabla 4.12

PIB (300 hPa) $V(*10^{10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1})$	< -0.27	< -0.07	< 0.13	< 0.33	< 0.53	< 0.73
BAJA	12%	26%	55%	90%	98%	100%
NO BAJA	2%	18%	33%	61%	92%	100%

4.3. Diagnóstico de la energía cinética en la baja térmica por interacción entre escalas.

La interacción entre fenómenos meteorológicos de diferentes escalas ha sido objeto de numerosos estudios enfocados al diagnóstico de sistemas atmosféricos. Por ejemplo, Fankhauser (1971) encontró que las tormentas en la etapa madura de su desarrollo pueden desviar y deformar el flujo de aire en la troposfera media al actuar como "barreras" al paso del viento. Tsui y Kung (1977) estudiaron las transformaciones de la energía a escala sub-sinóptica en tres situaciones diferentes asociadas a tormentas violentas: Convectiva, no-convectiva y frontal. En la primera se encontró una gran actividad energética, con generación y disipación intensas de energía cinética, en la alta atmósfera. En la segunda, al no existir convección en el entorno de la tormenta, se produce, en esta misma zona, una fuerte destrucción adiabática de energía cinética por el flujo transisobárico. Por último, en la tercera situación, las capas altas de la atmósfera se vuelven energéticamente inactivas para las escalas observadas. Carney y Vincent (1986) examinaron la influencia de la actividad convectiva fuerte sobre el flujo de mayor escala, encontrando que los efectos más significativos de los procesos de interacción entre escalas ocurren en la alta troposfera, en las proximidades de la zona de actividad convectiva, donde suelen provocar una importante generación de energía cinética. Chen et al. (1990) también aplican la interacción entre la mesoescala y la escala sinóptica en el diagnóstico de la energía cinética. En este trabajo se aplica un esquema de diagnóstico de la energía cinética, utilizando una técnica de filtrado para separar las variables meteorológicas en sus componentes de mesoescala y escala sinóptica, para el caso de una tormenta

intensa de verano sobre el norte de China.

La depresión térmica formada sobre la península Ibérica no es un fenómeno tan violento como los sistemas convectivos o tormentas, que llevan asociada una gran cantidad de energía, a los que se ha aplicado anteriormente este tipo de estudios. No obstante, dado que es un sistema mesoescalar que no se encuentra aislado de otros de mayor escala, su formación y desarrollo conllevan una serie de cambios de la energía cinética asociada al sistema, inducidos por la interacción entre las escalas de movimiento involucradas. Con objeto de analizar estos procesos, se ha llevado a cabo un estudio de la energía cinética en situación de baja térmica, similar al realizado por Chen et al. (1990) en el caso de una tormenta de verano.

En esencia, el método consiste en la aplicación de una técnica de filtrado horizontal propuesta por Holopainen y Nurmi (1979,1980) al conjunto de ecuaciones de la energía cinética mediante la cual se puedan examinar explícitamente los procesos de transformación de energía entre las escalas de movimiento consideradas. A continuación se describen brevemente las características fundamentales del método, finalizando con su aplicación a una secuencia de doce días con situación de baja térmica en la península Ibérica.

4.3.1. Ecuaciones de la energía cinética.

Una variable muda, A , puede expresarse de la siguiente manera:

$$A = \hat{A} + A' \quad (4.16)$$

donde el símbolo $\hat{}$ representa un operador de filtro pasabaja que retiene los movimientos de escala sinóptica, y el símbolo $'$ es un filtro pasabanda para las ondas de mesoescala.

La ecuación del momento horizontal se puede escribir como:

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V} + \omega \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} = -\nabla \phi - \mathbf{k}f \times \mathbf{V} + \mathbf{F} \quad (4.17)$$

donde \mathbf{V} representa el vector velocidad horizontal del viento, ϕ la altura geopotencial, ω la velocidad vertical (hPa/s), \mathbf{k} el vector unitario en la dirección vertical, f el parámetro de Coriolis, y \mathbf{F} la fuerza de fricción. Multiplicando escalarmente la ecuación (4.17) por \mathbf{V} se obtiene la ecuación de la energía cinética:

$$\frac{\partial K}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla K + \omega \frac{\partial K}{\partial p} = -\mathbf{V} \cdot \nabla \phi + \mathbf{V} \cdot \mathbf{F} \quad (4.18)$$

donde $K = (\mathbf{V} \cdot \mathbf{V})/2$ es la energía cinética total por unidad de masa, $\mathbf{V} \cdot \nabla K$ y $\omega (\partial K / \partial p)$ representan la advección horizontal y vertical de energía cinética, respectivamente, $-\mathbf{V} \cdot \nabla \phi$ la generación de energía cinética al atravesar las isohípsas, y $\mathbf{V} \cdot \mathbf{F}$ la disipación de energía cinética.

De acuerdo con la definición dada en la ecuación (4.16), las componentes del viento \mathbf{V} , la altura geopotencial ϕ , y la fuerza de fricción \mathbf{F} , pueden expresarse como:

$$\mathbf{V} = \hat{\mathbf{V}} + \mathbf{V}' \quad (4.19)$$

$$\phi = \hat{\phi} + \phi' \quad (4.20)$$

$$\mathbf{F} = \hat{\mathbf{F}} + \mathbf{F}' \quad (4.21)$$

Mediante (4.19), la energía cinética total puede dividirse en los siguientes términos:

$$K = \hat{K} + K' + \hat{\mathbf{V}} \cdot \mathbf{V}' \quad (4.22)$$

donde $\hat{K} = (\hat{\mathbf{V}} \cdot \hat{\mathbf{V}})/2$ es la energía cinética a escala sinóptica, $K' = (\mathbf{V}' \cdot \mathbf{V}')/2$ es la energía

cinética debida a la mesoescala, y $\hat{V} \cdot V'$ es el producto escalar de los campos de viento sinóptico y mesoescalar. El signo de este término se determina mediante el ángulo α entre \hat{V} y V' . Si $-\pi/2 < \alpha < \pi/2$, entonces $\hat{V} \cdot V'$ es positivo, lo que significa que la energía cinética total es la suma de \hat{K} , K' y $\hat{V} \cdot V'$. Si $\pi/2 < \alpha < 3\pi/2$, entonces $\hat{V} \cdot V'$ es negativo, y la suma de \hat{K} y K' se reduce por el valor de $\hat{V} \cdot V'$. Este término es la contribución de las dos escalas de movimiento consideradas a la energía cinética .

Las advecciones horizontal y vertical de la energía cinética de la ecuación (4.18) pueden dividirse en las correspondientes a \hat{K} , K' y $\hat{V} \cdot V'$:

$$V \cdot \nabla K = V \cdot \nabla \hat{K} + V \cdot \nabla K' + V \cdot \nabla (\hat{V} \cdot V') \quad (4.23)$$

$$\omega \frac{\partial K}{\partial p} = \omega \frac{\partial \hat{K}}{\partial p} + \omega \frac{\partial K'}{\partial p} + \omega \frac{\partial \hat{V} \cdot V'}{\partial p} \quad (4.24)$$

Aplicando un filtro pasabaja a la ecuación (4.17), se obtiene:

$$\frac{\partial \hat{V}}{\partial t} + (\widehat{V \cdot \nabla}) \hat{V} + \omega \frac{\partial \hat{V}}{\partial p} = -\nabla \hat{\phi} - k f \times \hat{V} + \hat{F} \quad (4.25)$$

Esta ecuación puede reescribirse como:

$$\frac{\partial \hat{V}}{\partial t} + (V \cdot \nabla) \hat{V} + \omega \frac{\partial \hat{V}}{\partial p} = -\nabla \hat{\phi} - k f \times \hat{V} + \hat{F} + I + J \quad (4.26)$$

donde

$$I = -[(\widehat{V \cdot \nabla})\widehat{V} - (V \cdot \nabla)\widehat{V}] \quad (4.27)$$

y

$$J = - \left[\omega \frac{\partial \widehat{V}}{\partial p} - \omega \frac{\partial \widehat{V}}{\partial p} \right] \quad (4.28)$$

representan la influencia horizontal y vertical del movimiento a mesoescala sobre el de escala sinóptica, respectivamente (Holapainen y Nurmi, 1979).

La ecuación del momento para la mesoescala se puede obtener restando la escala sinóptica (4.26) de la ecuación del momento (4.17):

$$\frac{\partial V'}{\partial t} + (V \cdot \nabla)V' + \omega \frac{\partial V'}{\partial p} = -\nabla \phi' - k f \times V' + F' - I - J \quad (4.29)$$

Realizando el producto escalar de (4.26) y \widehat{V} , la ecuación de la energía cinética para el movimiento a escala sinóptica se puede escribir como:

$$\frac{\partial \widehat{K}}{\partial t} + V \cdot \nabla \widehat{K} + \omega \frac{\partial \widehat{K}}{\partial p} = -\widehat{V} \cdot \nabla \phi + \widehat{V} \cdot F + I \cdot \widehat{V} + J \cdot \widehat{V} \quad (4.30)$$

De la misma manera, la ecuación de la energía cinética a mesoescala se puede obtener realizando el producto escalar de (4.29) por V' :

$$\frac{\partial K'}{\partial t} + V \cdot \nabla K' + \omega \frac{\partial K'}{\partial p} = -V' \cdot \nabla \phi' + V' \cdot F' - I \cdot V' - J \cdot V' \quad (4.31)$$

La variación local con el tiempo de $\widehat{V} \cdot V'$ puede escribirse como:

$$\frac{\partial \widehat{V} \cdot V'}{\partial t} = \widehat{V} \cdot \frac{\partial V'}{\partial t} + V' \cdot \frac{\partial \widehat{V}}{\partial t} \quad (4.32)$$

Introduciendo (4.26) y (4.29) en (4.32), se obtiene la ecuación de balance para el término $\hat{V} \cdot V'$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \hat{V} \cdot V'}{\partial t} + V \cdot \nabla (\hat{V} \cdot V') + \omega \frac{\partial \hat{V} \cdot V'}{\partial p} = \\ - (V' \cdot \nabla \hat{\phi} + \hat{V} \cdot \nabla \phi') + \hat{F} \cdot V' + F' \cdot \hat{V} - I \cdot \hat{V} - J \cdot \hat{V} + I \cdot V' + J \cdot V' \end{aligned} \quad (4.33)$$

Se pueden definir las siguientes funciones de transformación:

$$\langle \hat{V} \cdot V', \hat{K} \rangle_h = I \cdot \hat{V} \quad (4.34)$$

$$\langle \hat{V} \cdot V', \hat{K} \rangle_v = J \cdot \hat{V} \quad (4.35)$$

$$\langle \hat{V} \cdot V', K \rangle_h = -I \cdot V' \quad (4.36)$$

$$\langle \hat{V} \cdot V', K \rangle_v = -J \cdot V' \quad (4.37)$$

donde los subíndices h y v denotan las transformaciones producidas por los movimientos horizontales y verticales, respectivamente. Los valores positivos de las funciones de transformación contribuyen a una disminución del término $\hat{V} \cdot V'$ y a un aumento de \hat{K} o K' , es decir que $\hat{V} \cdot V'$ se transforma en \hat{K} o K' . Del mismo modo valores negativos indicarían una transferencia en sentido inverso.

Los términos de generación de energía cinética se denominarán de la siguiente manera:

$$GKS = -\hat{V} \cdot \nabla \hat{\phi} \quad (4.38)$$

$$GKM = -V' \cdot \nabla \phi' \quad (4.39)$$

$$GKMS = -(V' \cdot \nabla \hat{\phi} + \hat{V} \cdot \nabla \phi') \quad (4.40)$$

El término GKS es la generación de energía cinética a escala sinóptica por el flujo sinóptico a través de los contornos de la altura geopotencial a escala sinóptica, y el término GKM es la generación de la energía cinética de mesoescala debida al flujo mesoescalar a través de las líneas de altura geopotencial de mesoescala. $GKMS$ representa la energía cinética generada por las interacciones a través de los contornos; es decir, el viento mesoescalar atravesando los contornos de escala sinóptica y el viento de escala sinóptica atravesando los contornos de mesoescala.

Las ecuaciones de balance de energía (4.30), (4.31) y (4.33) para \hat{K} , K' y $\hat{V} \cdot V'$ pueden expresarse como:

$$\frac{\partial \hat{K}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \hat{K} + \omega \frac{\partial \hat{K}}{\partial p} = GKS + \langle \hat{\mathbf{V}} \cdot \mathbf{V}', \hat{K} \rangle_h + \langle \hat{\mathbf{V}} \cdot \mathbf{V}', \hat{K} \rangle_v + \hat{\mathbf{V}} \cdot \hat{\mathbf{F}} \quad (4.41)$$

$$\frac{\partial K'}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla K' + \omega \frac{\partial K'}{\partial p} = GKM + \langle \hat{\mathbf{V}} \cdot \mathbf{V}', K' \rangle_h + \langle \hat{\mathbf{V}} \cdot \mathbf{V}', K' \rangle_v + \mathbf{V}' \cdot \mathbf{F}' \quad (4.42)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \hat{\mathbf{V}} \cdot \mathbf{V}'}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla (\hat{\mathbf{V}} \cdot \mathbf{V}') + \omega \frac{\partial \hat{\mathbf{V}} \cdot \mathbf{V}'}{\partial p} = GKMS + \hat{\mathbf{F}} \cdot \mathbf{V}' + \mathbf{F}' \cdot \hat{\mathbf{V}} \\ - \langle \hat{\mathbf{V}} \cdot \mathbf{V}', \hat{K} \rangle_h - \langle \hat{\mathbf{V}} \cdot \mathbf{V}', \hat{K} \rangle_v - \langle \hat{\mathbf{V}} \cdot \mathbf{V}', K' \rangle_h - \langle \hat{\mathbf{V}} \cdot \mathbf{V}', K' \rangle_v \end{aligned} \quad (4.43)$$

En las ecuaciones (4.41) a (4.43) aparecen dos tipos de términos de generación de energía. En primer lugar, las energías cinéticas de escala sinóptica y mesoescala se producen o destruyen en los campos de viento y de presión debido al movimiento a través de las isohípsas en cada intervalo de escala. Por tanto, ni el movimiento de escala sinóptica, $\hat{\mathbf{V}}$, ni el de mesoescala, \mathbf{V}' , podrían ganar o perder energía cinética a partir de la interacción entre el viento y la masa de aire

correspondiente a diferentes escalas de movimiento. Como se observa en la ecuación (4.43), $GKMS$ representa la producción de energía cinética a través de la interacción entre los campos de viento y altura de escala sinóptica y mesoescala, aunque solamente produce $\hat{V} \cdot V'$. La energía que reside en el campo de masa durante las interacciones se transforma en $\hat{V} \cdot V'$ en lugar de hacerlo directamente en \hat{K} o K' . En segundo lugar, aunque no existe transferencia directa entre los movimientos de mesoescala y de escala sinóptica, los intercambios entre \hat{K} y K' pueden realizarse por medio de $\hat{V} \cdot V'$, como se describe en las ecuaciones (4.34)-(4.37). En la figura 4.9 se representa un diagrama de estos procesos de transformación en los movimientos de escala sinóptica y de mesoescala. El término $\hat{V} \cdot V'$ actúa como intermediario entre los movimientos de escala sinóptica y de mesoescala. Para separar las contribuciones de cada una de estas escalas al movimiento, y así desarrollar el estudio de la energía cinética implicada en el sistema de baja térmica, se aplicará el método de análisis objetivo que se describe a continuación.

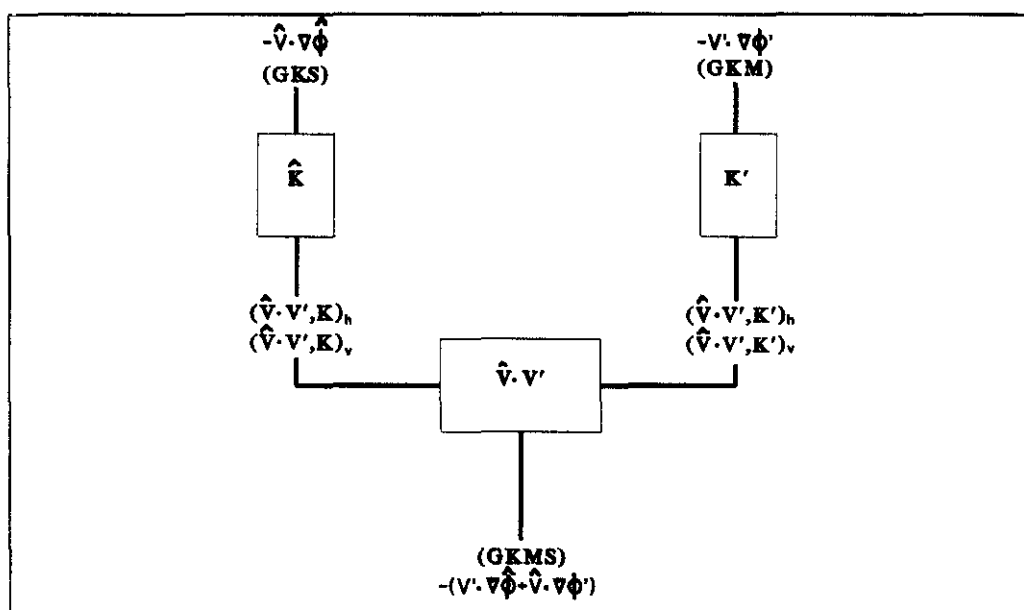


Figura 4.9. Diagrama de flujo de la energía cinética para la escala sinóptica y la mesoescala. Los símbolos están definidos en el texto.

4.3.2. Técnica de análisis objetivo aplicada.

La técnica de análisis objetivo que se utilizará fue desarrollada por Barnes (1964, 1973) y modificada posteriormente por Maddox (1980). Este método ha sido estudiado y comparado con otras técnicas de análisis de separación de escalas de movimiento, resultando ser el más adecuado para el análisis de escalas subsinópticas y de mesoescala (Alonso et al., 1991). En un primer paso, esta técnica actúa como un filtro pasabaja, suavizando el campo de datos observados para definir el campo macroescalar. A continuación, un filtro pasabanda (definido como la diferencia entre dos filtros pasabaja) extrae la señal correspondiente a la mesoescala. Finalmente, el campo meteorológico total se reproduce como la suma de las contribuciones de mesoescala y macroescala, eliminándose el ruido de longitud de onda corta en el desarrollo del análisis.

a. Análisis objetivo pasabaja.

El análisis pasabaja consta de dos partes. En una primera aproximación, se calculan los valores del campo en estudio en una malla regular, $f_0(i,j)$, a partir de las observaciones obtenidas en N estaciones, $f_n(x,y)$. Esta primera aproximación de los valores en la malla viene dada por la siguiente función de interpolación:

$$f_0(i,j) = \frac{\sum_{n=1}^N w_n(i,j) f_n(x,y)}{\sum_{n=1}^N w_n(i,j)} \quad (4.44)$$

donde las funciones peso, $w_n(i,j)$, tienen la siguiente expresión:

$$w_n(i,j) = \exp \left[\frac{-d_n(i,j)^2}{4C} \right] \quad (4.45)$$

siendo $d_n(i,j)$ la distancia entre el punto (i,j) de la malla y la estación n con

coordenadas (x,y) , y C una constante del análisis elegida arbitrariamente en función de la aplicación particular del esquema. En un segundo paso, se calculan los valores finales en los puntos de la malla utilizando la siguiente expresión:

$$f(i,j)=f_0(i,j)+\frac{\sum_{n=1}^N w'_n(i,j)D_n}{\sum_{n=1}^N w'_n(i,j)} \quad (4.46)$$

donde las funciones peso modificadas son:

$$w'_n=\exp\left[\frac{-d_n(i,j)^2}{4CG}\right], \quad 0 < G < 1 \quad (4.47)$$

siendo G otro parámetro del análisis elegido previamente y $D_n=f_n(x,y)-f_0(x,y)$, donde $f_0(x,y)$ es el valor de la primera aproximación (4.44) interpolado al punto (x,y) correspondiente a la estación n , mediante una interpolación bicuadrática de los cuatro valores de $f_0(i,j)$ más cercanos al mismo.

La función de respuesta final, para el método de Barnes viene dada, en función de la longitud de onda, λ , por:

$$R=R_0(1+R_0^{s-1}-R_0^s) \quad (4.48)$$

donde

$$R_0=\exp\left[-\frac{\pi^2 4C}{\lambda^2}\right] \quad (4.49)$$

Las constantes que intervienen en las funciones peso, C y G , son elegidas previamente al análisis, de forma que proporcionen la respuesta frecuencial buscada.

b. Análisis objetivo pasabanda.

El filtro pasabanda utilizado está definido como la diferencia entre dos filtros pasabaja, de manera que presenta una respuesta máxima para una longitud de onda mesoescalar predeterminada. Así, dados dos filtros pasabaja, $F1(i,j)$ y $F2(i,j)$, definidos según (4.46), con constantes $C1$, $G1$, $C2$ y $G2$, el filtro pasabanda vendría dado por:

$$B(i,j) = r[F1(i,j) - F2(i,j)] \quad (4.50)$$

siendo en este caso la respuesta correspondiente al filtro pasabanda:

$$BR = r(R1 - R2) \quad (4.51)$$

donde r es un factor de normalización asignado al inverso del máximo valor de la diferencia $R1 - R2$. El valor de la respuesta pasabanda se restablece automáticamente al 100% para la longitud de onda (λ_{\max}) donde se produce la diferencia máxima.

Las constantes de las funciones peso, $C1$, $G1$, $C2$ y $G2$, se eligen de manera que la λ_{\max} se sitúe alrededor de una longitud de onda deseada. La elección de esta longitud de onda, correspondiente a la mesoescala, se basa en información suplementaria relativa a la escala del fenómeno considerado. Las constantes del análisis se determinan subjetivamente a partir de la representación gráfica de (4.48) para un rango de valores de C y G bajo la restricción de que la diferencia en la respuesta para λ_{\max} sea lo más próxima a la unidad, para evitar una amplificación de la mesoescala en el campo total.

c. Separación de escalas.

La separación de escalas se consigue seleccionando las constantes $C2$ y $G2$ de manera que el campo pasabaja $F2(i,j)$ pueda considerarse como representativo de

la macroescala, y el campo pasabanda $B(i,j)$ proporcione información sobre las características de mesoescala. El campo de macroescala, así definido, incluye todas las características cuyas longitudes de onda sean mayores que las extraídas en el análisis pasabanda. Un análisis objetivo del campo meteorológico total (con el ruido de longitud de onda corta suprimido) se obtiene sumando los análisis obtenidos de $B(i,j)$ y $F2(i,j)$.

Dado que en este caso se conoce a priori el tamaño aproximado de las estructuras mesoescalares que se pretende analizar, se han seleccionado los valores de los parámetros $C1$, $G1$, $C2$ y $G2$, que proporcionan las respuestas adecuadas en los rangos de longitudes de onda elegidos ($C1=100000 \text{ km}^2$, $G1=0.8$, $C2=25000 \text{ km}^2$ y $G2=0.25$), con un factor de transmisión para el campo pasabanda lo más próximo a la unidad y con una anchura del mismo lo suficientemente amplia para que no sea demasiado selectivo, pero sin que llegue a presentar una pendiente demasiado suave, que daría lugar a una gran zona de solapamiento entre los campos de mesoescala y macroescala. En la figura 4.10 se han representado las curvas de respuesta frecuencial para los filtros utilizados en este estudio. Las constantes del análisis se han elegido de manera que la mesoescala corresponda a longitudes de onda en el rango de 500 a 1500 km, aproximadamente (ver la curva de respuesta del filtro pasabanda BR). La curva $R2$, correspondiente al filtro pasabaja, muestra que se resuelve alrededor del 60% de la señal de macroescala con longitud de onda de 2000 km. Las ondas de tamaño inferior a unos 200 km se filtran totalmente en el proceso de análisis (ver curva correspondiente al filtro de ruido, $R1$).

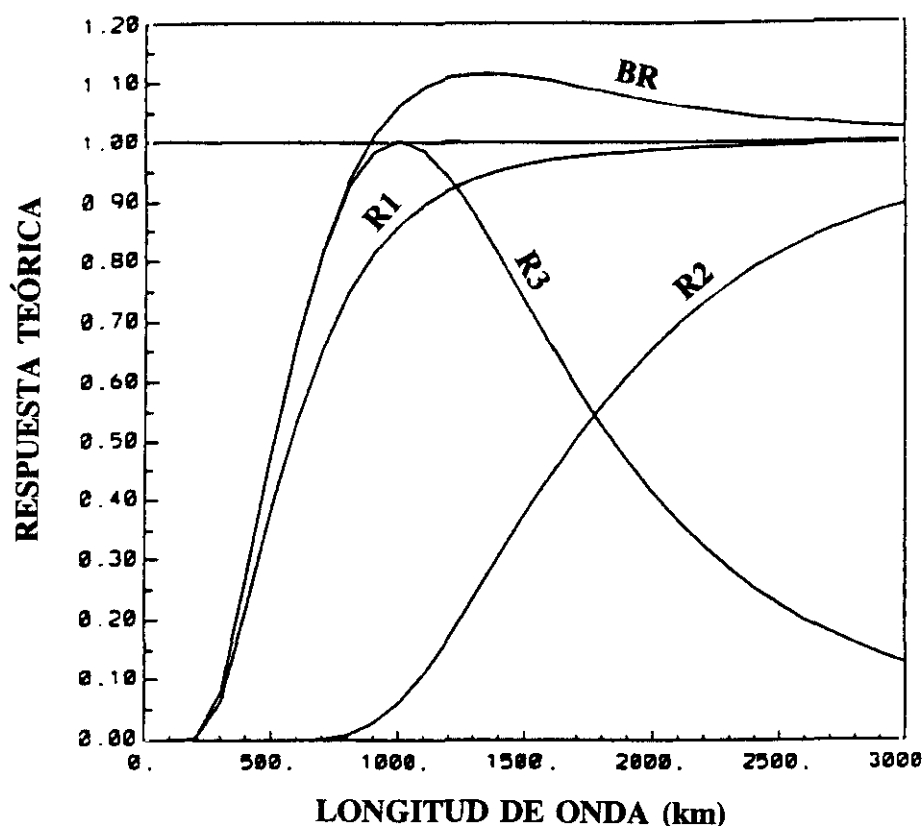


Figura 4.10. Curvas de respuesta, en función de la longitud de onda, correspondientes al filtro pasabaja (R2), pasabanda (R3), de ruido (R1) y al campo total (BR).

En la figura 4.11 se muestra un ejemplo de la aplicación de estos filtros. En ella se ha representado el campo de geopotencial en 850 hPa, correspondiente a la macroescala, mesoescala y al campo total resultante de la suma de ambos, para un día típico de baja térmica (31 de julio de 1985, a las 12 horas (TUC)). El escaso número de isohípsas sobre la península Ibérica que aparecen en el campo macroescalar (4.11 b)) indica el predominio de las estructuras mesoescalares en esa zona con situación de baja térmica, que se ven reflejadas en la parte c) de la misma figura, como una anomalía negativa respecto al campo total de geopotencial (4.11 a).

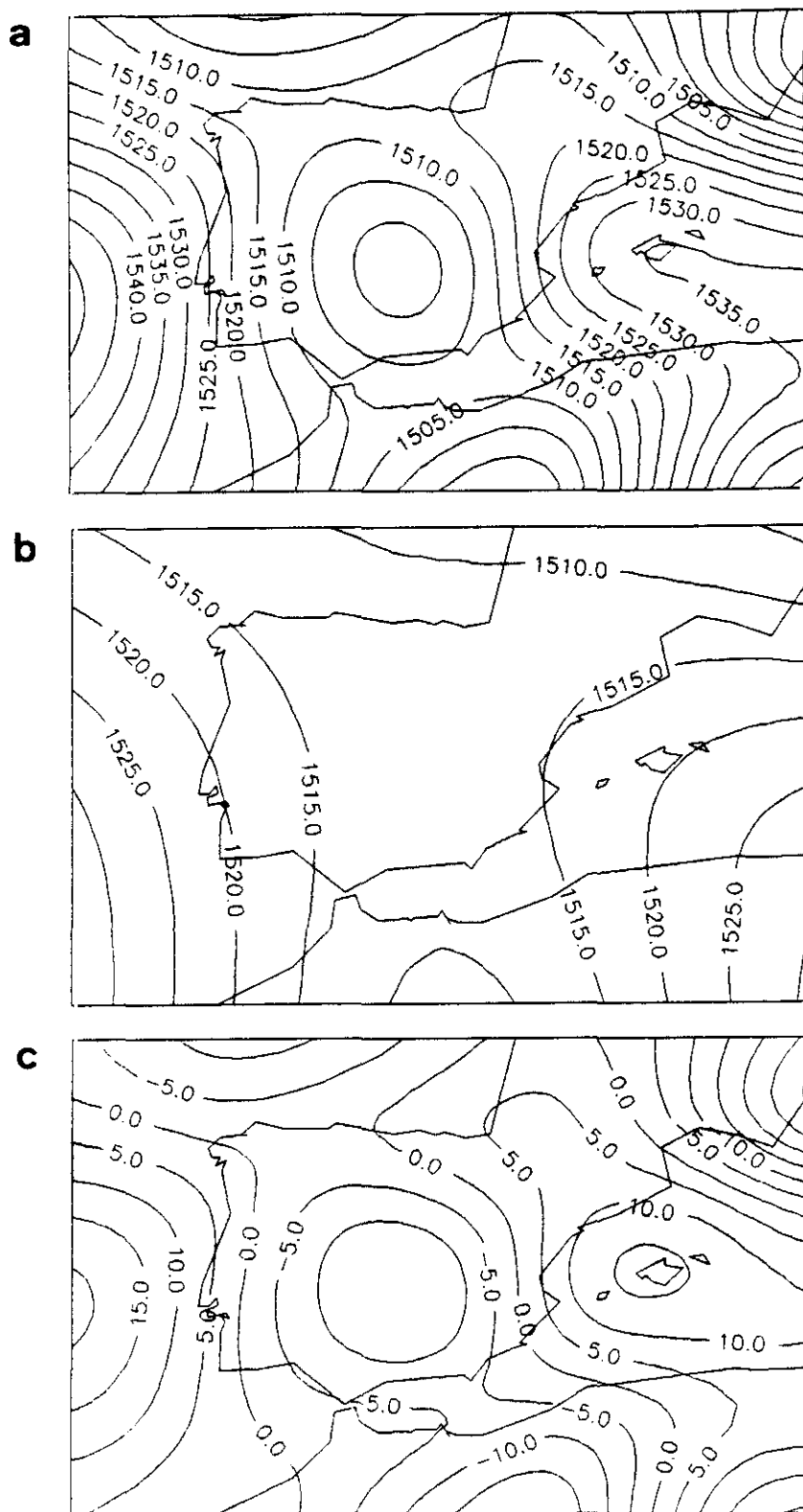


Figura 4.11. Campo de geopotencial en 850 hPa para el día 31 de julio de 1985, a las 12 horas (TUC) correspondiente a a) Campo total, b) Macroescala y c) Mesoescala.

4.3.3. Resultados.

Se ha seleccionado una secuencia de doce días del mes de julio de 1985 (desde el día 20 al 31, ambos incluidos) para realizar el estudio de la influencia de la interacción entre la mesoescala y la escala sinóptica sobre la generación o destrucción de la energía cinética. En nueve de los doce días seleccionados se desarrolló la depresión térmica, mientras que en los tres restantes (28, 29 y 30) se produjo el paso de un frente frío que atravesó la península Ibérica de oeste a este, impidiendo así la formación de la baja térmica.

El cálculo de los términos de generación y transferencia de energía se realiza en un área que abarca la zona del interior peninsular comprendida entre los paralelos 38°N y 43°N , y los meridianos 7°W y 1°E . En este dominio se realiza un promedio espacial de los citados términos, así como una integración vertical de los mismos desde el nivel de 1000 hPa hasta el de 300 hPa, con un intervalo de 50 hPa. Puesto que los análisis del CEPPM, utilizados en este estudio, se encuentran en los niveles de presión estándar, se ha realizado una interpolación mediante el método de 'cubic spline', antes explicado, para obtener los valores en los niveles intermedios.

En las figuras 4.12 a 4.23 se han representado los perfiles verticales de los términos de generación de energía cinética ($GK = GKS + GKM + GKMS$ y $GKMS$, en la parte a); GKM y GKS , en la parte b)), así como los de transferencia de energía cinética ($\langle \hat{V} \cdot \mathbf{V}', \hat{K} \rangle_h$ y $\langle \hat{V} \cdot \mathbf{V}', \hat{K} \rangle_v$, en la parte c) y $\langle \hat{V} \cdot \mathbf{V}', K \rangle_h$ y $\langle \hat{V} \cdot \mathbf{V}', K \rangle_v$ en la parte d)) para los doce días estudiados. En general, la forma de los perfiles correspondientes a la generación total de energía cinética, GK , y a la generación de energía cinética por las interacciones entre la escala sinóptica y la mesoescala al atravesar los contornos, $GKMS$, presentan una forma parecida (ver parte a) de las figuras 4.12 a 4.23). Esto parece indicar que la mayor contribución a la generación de energía cinética total es debida al término $GKMS$, que depende de la orientación de los vientos de escala sinóptica y de mesoescala respecto al gradiente de los campos de altura geopotencial de las citadas escalas de movimiento. Este término

suele alcanzar mayores valores en las capas altas de la troposfera (800-300 hPa) que en los niveles bajos. Según la ecuación (4.43), el término $GKMS$ sólo produce directamente $\hat{V} \cdot V'$, y éste es el que transfiere energía a \hat{K} y K' mediante los términos definidos en las ecuaciones (4.34) a (4.37), como se representa en el diagrama de la figura 4.9.

En los días en que no se ha desarrollado una baja térmica (28, 29 y 30), existe cierta inclinación a que el término que aporta el mayor peso a la generación total de energía cinética sea GKS en vez de $GKMS$, alcanzando mayores valores en los niveles superiores de la troposfera (800-300 hPa) (partes a) y b) de las figuras 4.20, 4.21 y 4.22). Esto indicaría, como era de esperar, la existencia de una fuerte actividad a escala sinóptica en los días en que no se ha formado la depresión térmica. En los días en que se observa este sistema, se aprecia que el término GKS es muy pequeño o negativo en las capas altas de la troposfera, contribuyendo a la destrucción de energía cinética total, y también pequeño pero generalmente con signo positivo ($0 \text{ W/m}^2 < GKS < 2 \text{ W/m}^2$) en las capas bajas, reflejando la poca actividad sinóptica que coexiste con situación de baja térmica.

En los días con depresión térmica, el término de generación de energía cinética mesoescalar debido al viento de mesoescala, GKM , suele ser positivo y superior a GKS y $GKMS$ en los niveles bajos, contrastando con los casos en que no se desarrolla este sistema, cuando este término suele ser el más pequeño de los tres. En los niveles superiores y en situación de baja térmica, también suele presentar valores positivos, aunque de menor magnitud que en las capas inferiores, contribuyendo así a la generación de energía cinética de mesoescala, K' .

La contribución a la generación o destrucción de energía cinética total por los términos de transferencia horizontal y vertical en situación de baja térmica suele ser pequeña, presentando dichos términos un comportamiento no uniforme. La transferencia de energía por movimientos verticales de ambas escalas ($\langle \hat{V} \cdot V', \hat{K} \rangle$ y $\langle \hat{V} \cdot V', K' \rangle$) es, en casi todos los casos, incluidos los días en que no se formó baja

térmica, prácticamente nula en cualquier estrato de la atmósfera. Los términos de transferencia de energía por movimientos horizontales presentan valores algo mayores, siendo el de escala sinóptica ($\langle \hat{V} \cdot V', \hat{K} \rangle_h$), en general, mayor que el de mesoescala ($\langle \hat{V} \cdot V', K \rangle_h$), aunque en algunos casos contribuye a la generación de la energía cinética de escala sinóptica y en otros casos a su destrucción. En los días en que no se forma la baja térmica y existe una mayor actividad a escala sinóptica (figuras 4.20d, 21d y 22d) el término $\langle \hat{V} \cdot V', \hat{K} \rangle_h$ alcanza sus valores más altos, llegando incluso a 2 W/m² en las capas altas de la atmósfera el día 29, cuando se produce el paso del frente frío por la Península (figura 4.21d). Es de destacar que la interpretación física de estos términos, así como del término $\hat{V} \cdot V'$, aún no está muy clara, aunque se supone que actúan mediante un mecanismo de transferencia de energía semejante al conocido en turbulencia a microescala entre los remolinos de diferentes tamaños (Chen et al., 1990).

La baja térmica lleva asociada una cantidad de energía cinética total mucho menor que la implicada en otros procesos estudiados mediante el método seguido en el presente trabajo, ya que el término de generación de energía cinética total, GK , no suele superar, en valor absoluto, los 2 W/m², mientras que en otros sistemas convectivos puede llegar hasta 15 W/m² (Chen et al., 1990; Kung y Tsui, 1975; Tsui y Kung, 1977). Este hecho se refleja también en el resto de los términos de generación y transferencia de energía cinética, que presentan valores mucho menores en situación de baja térmica, excepto el término GKM cuyo valor en los niveles inferiores de la atmósfera, donde tiene lugar la máxima influencia de la depresión, es positivo y mayor que en el caso de la tormenta estudiada por Chen et al. (1990) en que alcanza valores próximos a cero en la mayoría de los niveles.

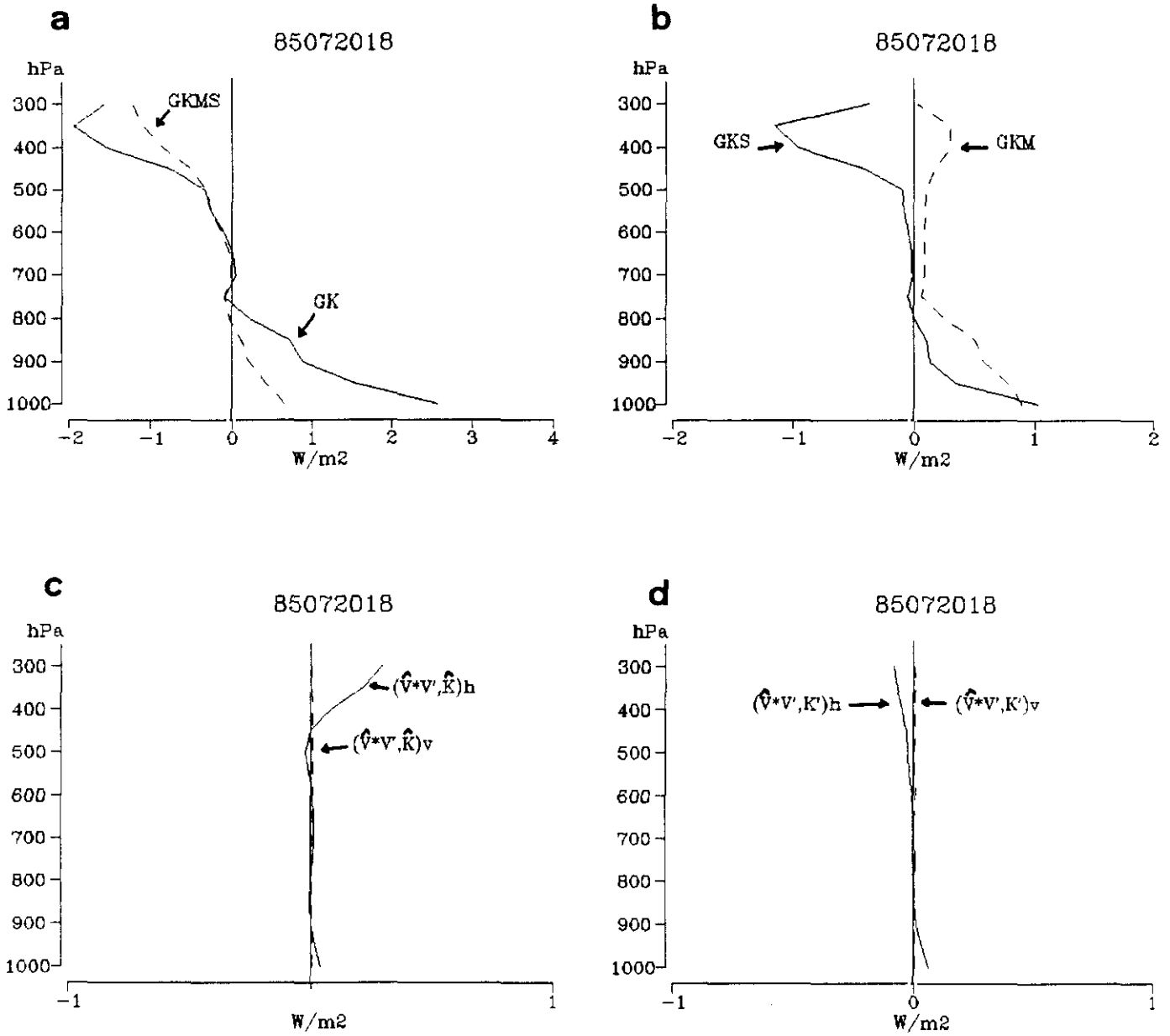


Figura 4.12. Perfiles verticales de los términos de generación de energía cinética a) GK y GKMS; b) GKM y GKS; c) $\langle \hat{V} \cdot V', \hat{K} \rangle_h$ y $\langle \hat{V} \cdot V', \hat{K} \rangle_v$ y d) $\langle \hat{V} \cdot V', K' \rangle_h$ y $\langle \hat{V} \cdot V', K' \rangle_v$, para el día 20-7-1985, a las 18 TUC.

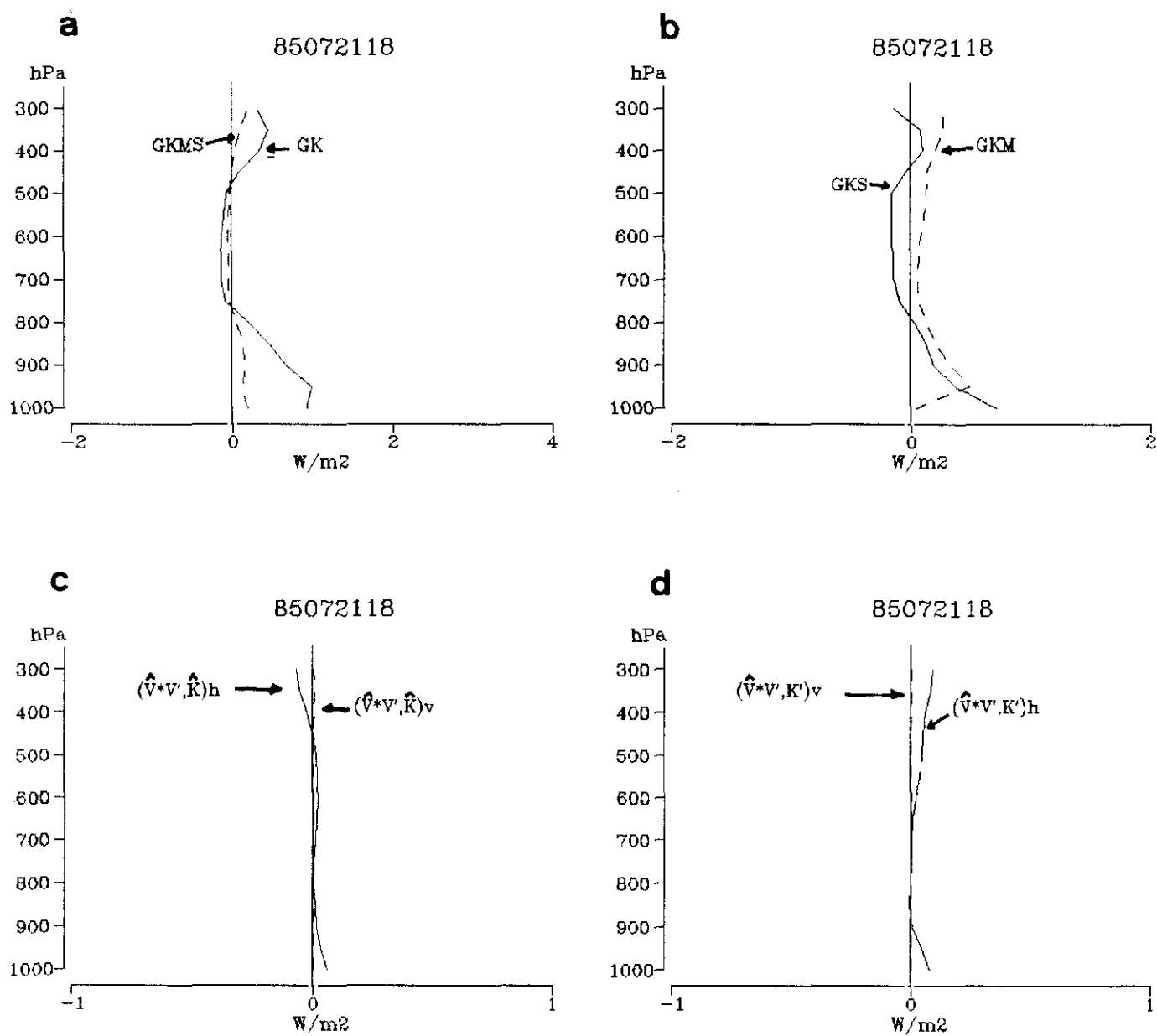


Figura 4.13. Como la figura 4.12 pero para el día 21-7-1985.

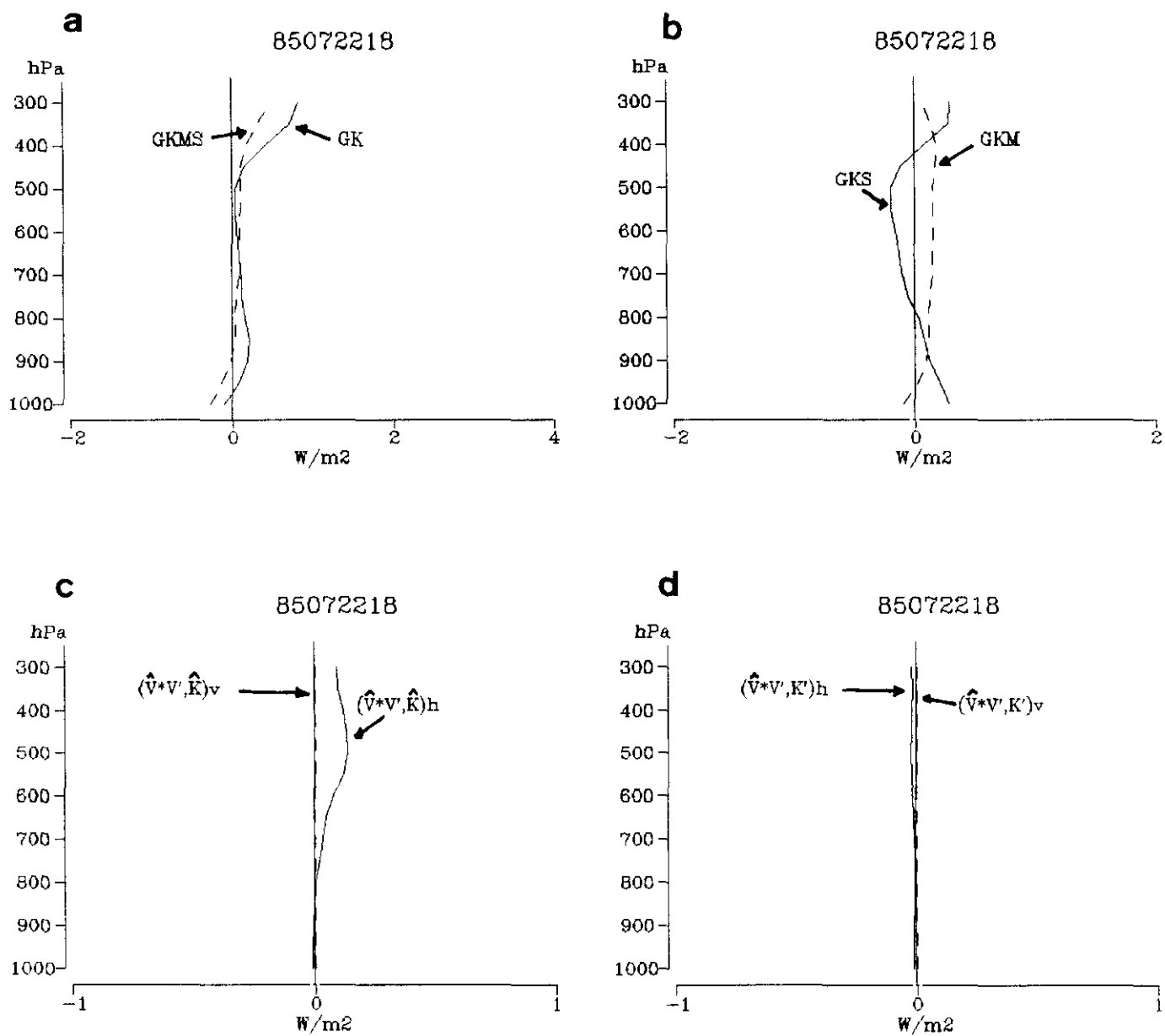


Figura 4.14. Como la figura 4.12 pero para el día 22-7-1985.

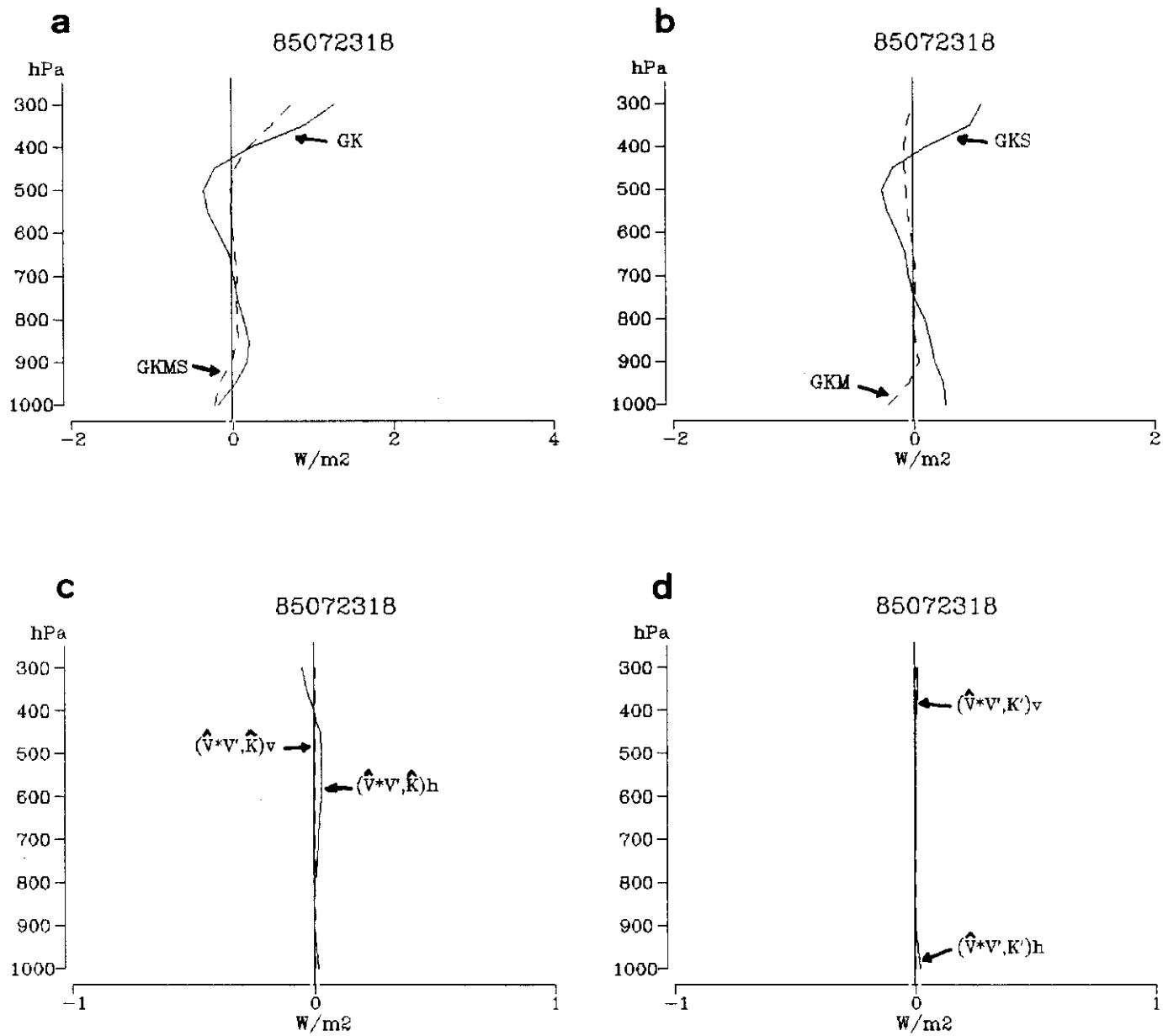


Figura 4.15. Como la figura 4.12 pero para el día 23-7-1985.

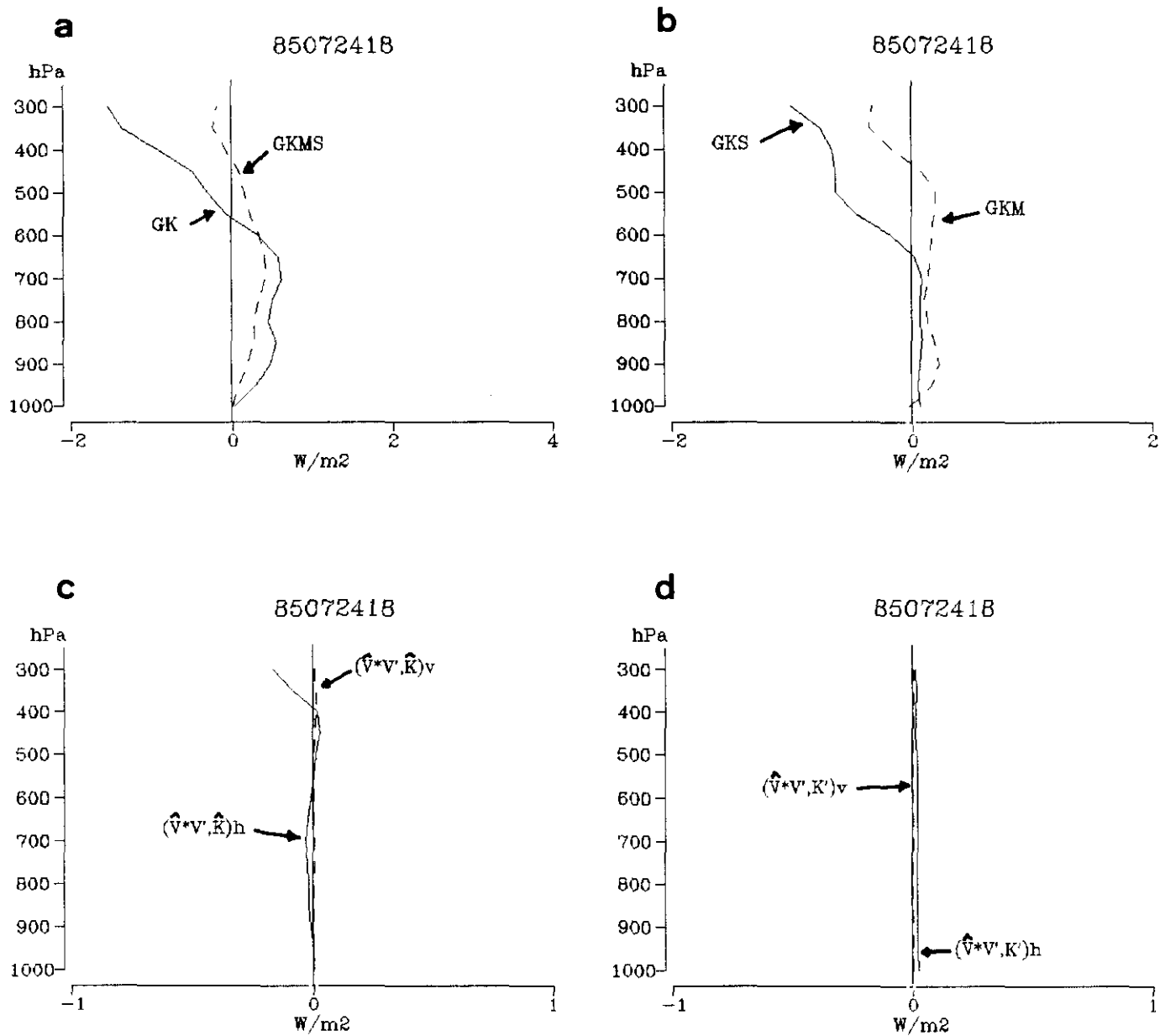


Figura 4.16. Como la figura 4.12 pero para el día 24-7-1985.

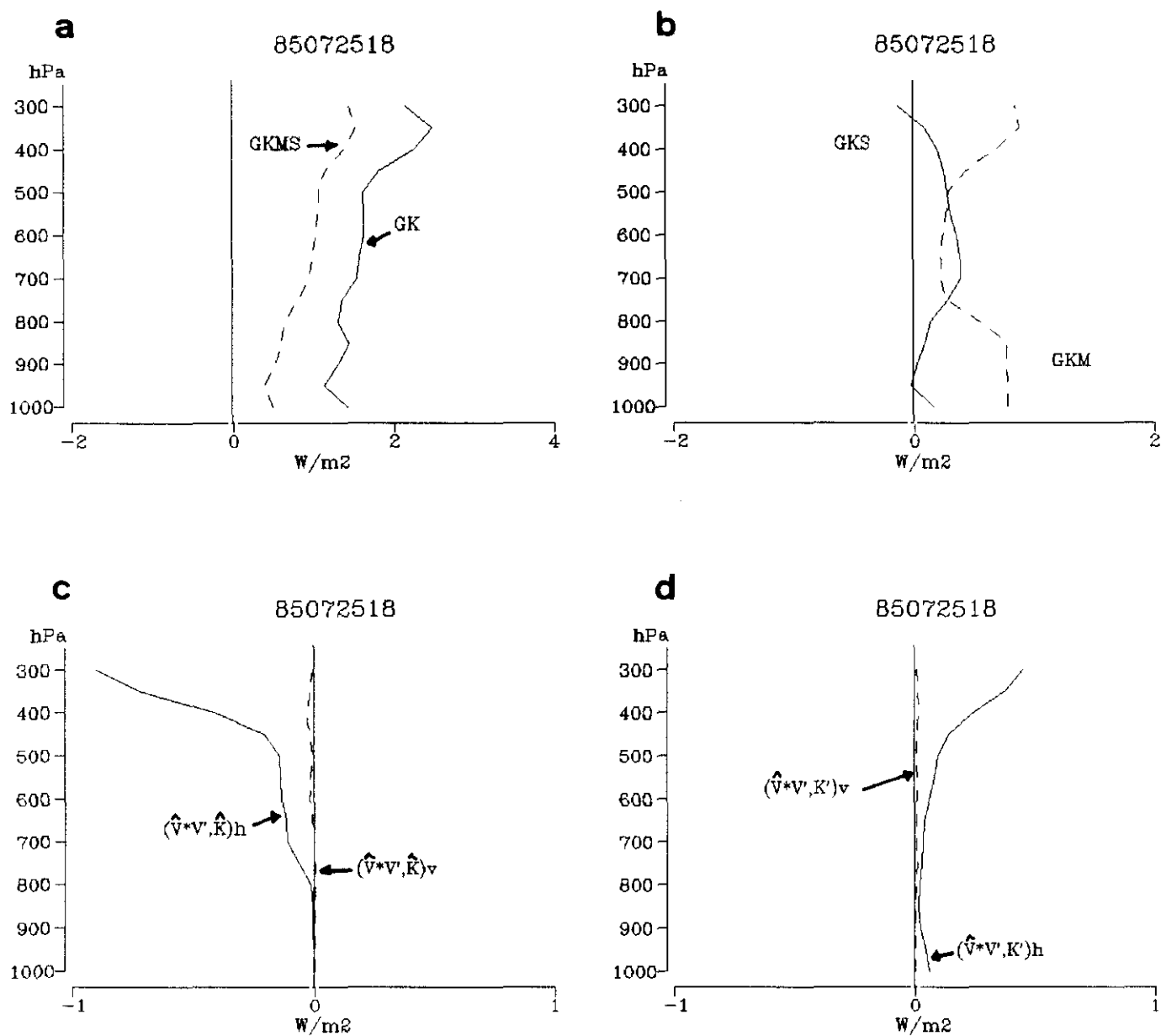


Figura 4.17. Como la figura 4.12 pero para el día 25-7-1985.

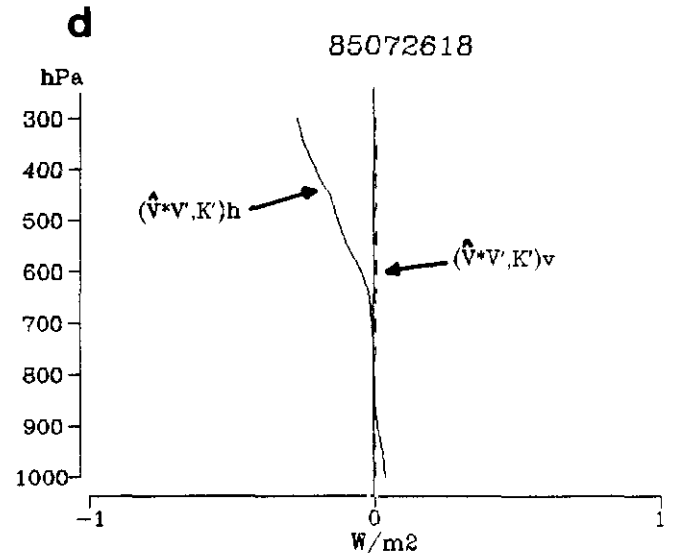
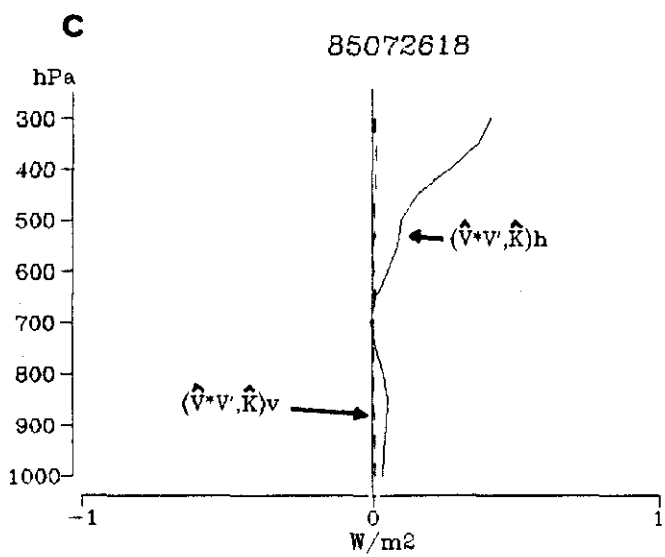
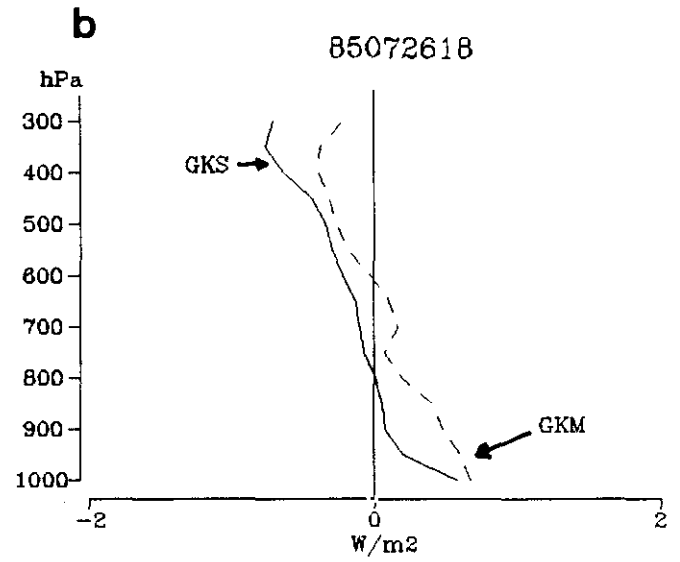
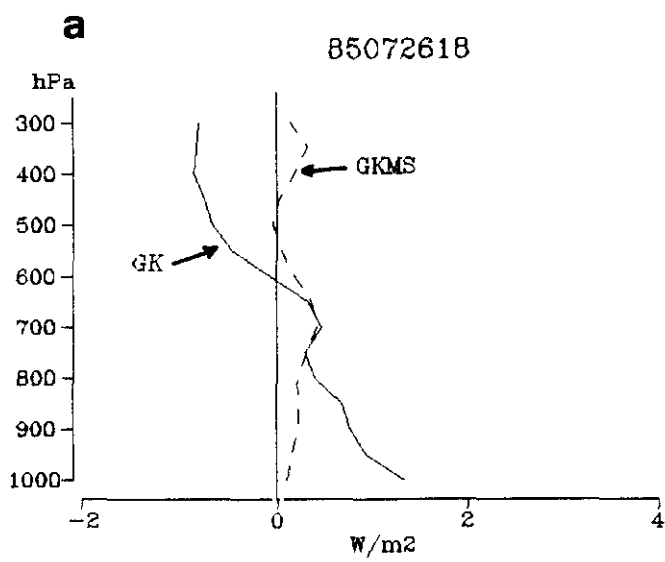


Figura 4.18. Como la figura 4.12 pero para el día 26-7-1985.

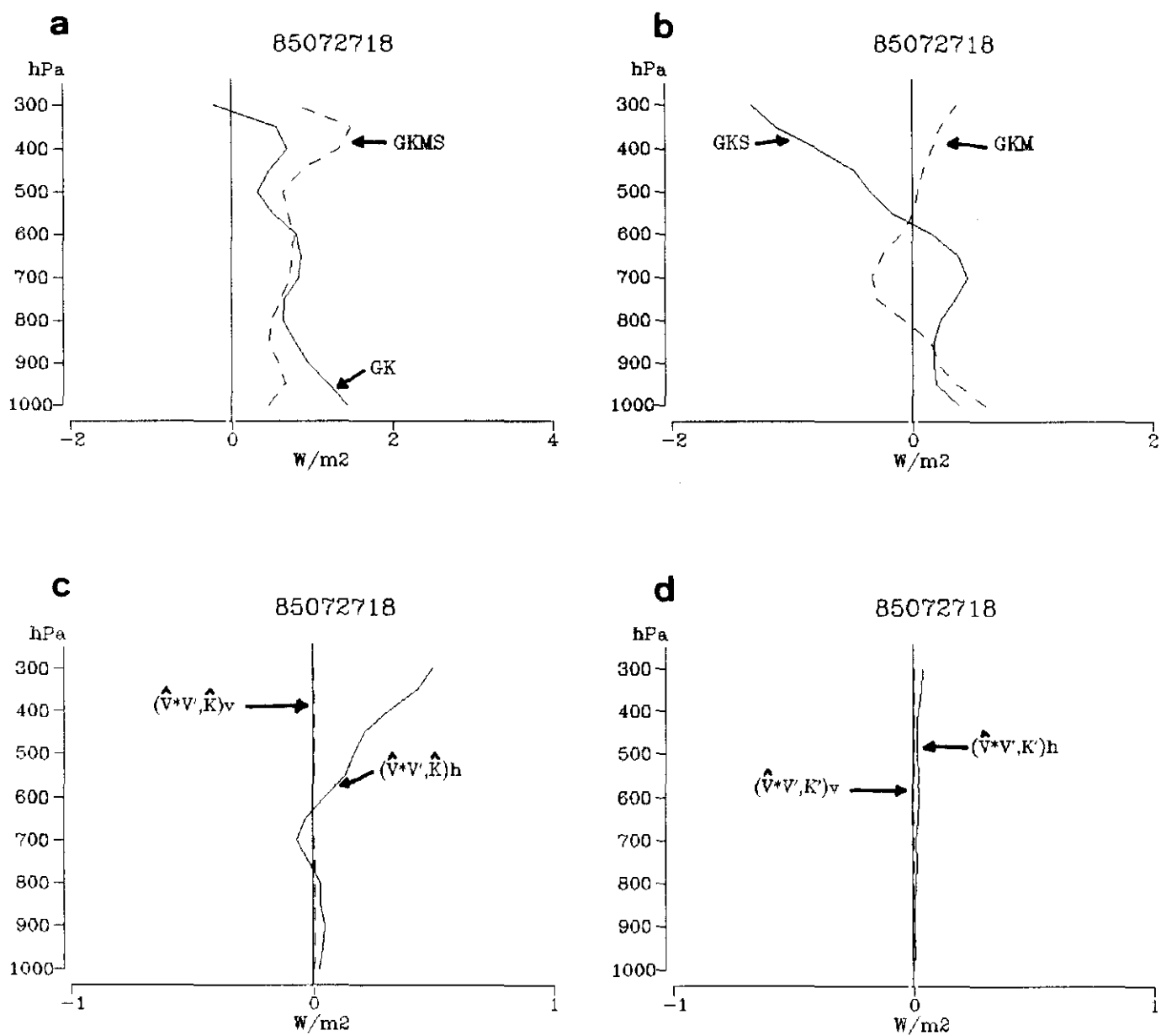


Figura 4.19. Como la figura 4.12 pero para el día 27-7-1985.

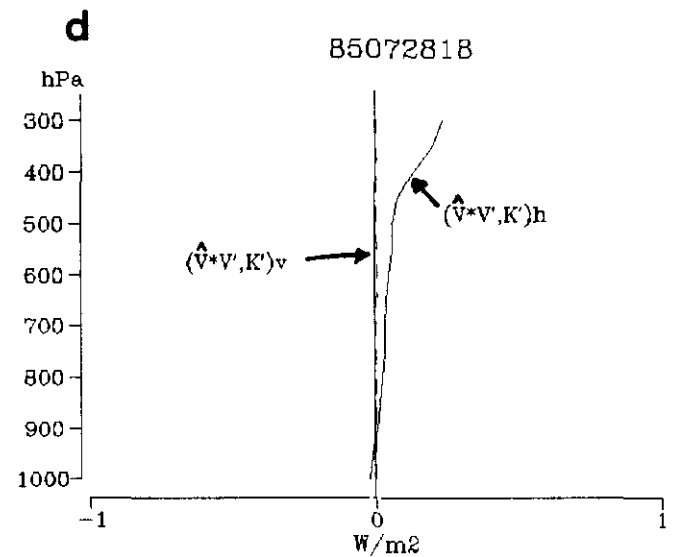
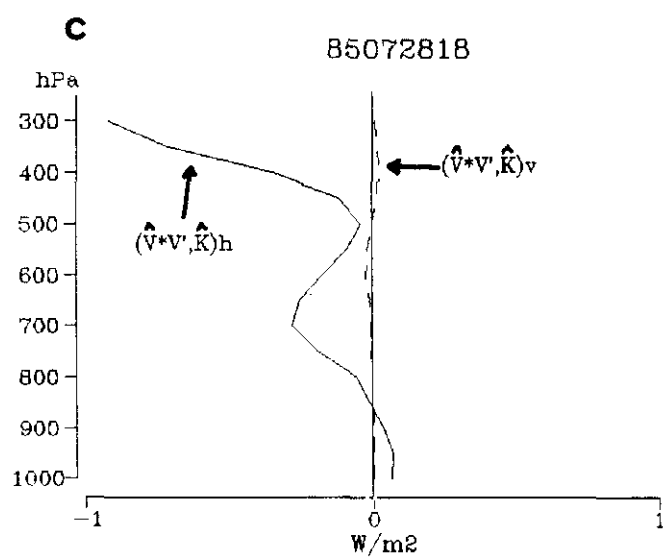
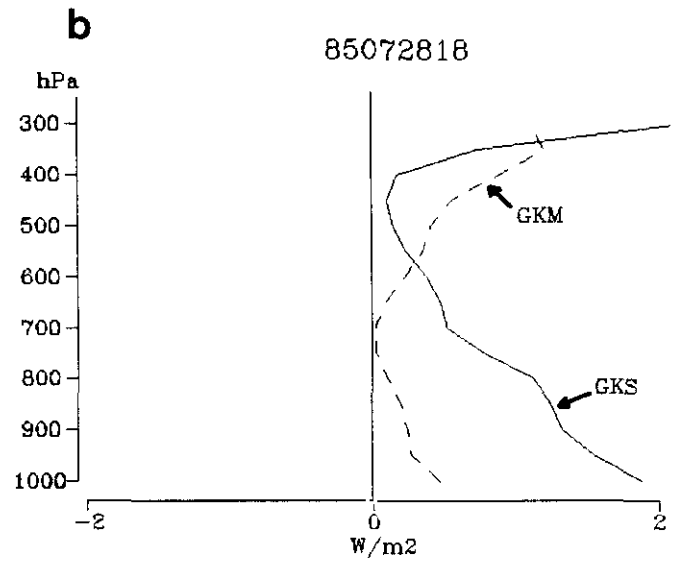
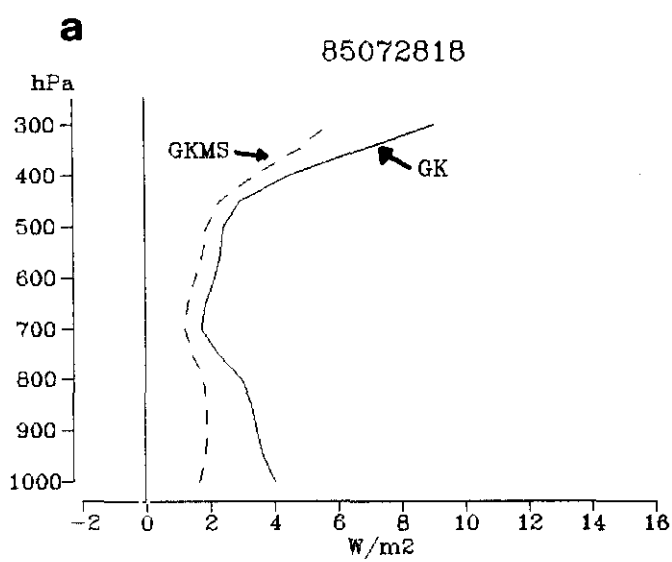


Figura 4.20. Como la figura 4.12 pero para el día 28-7-1985.

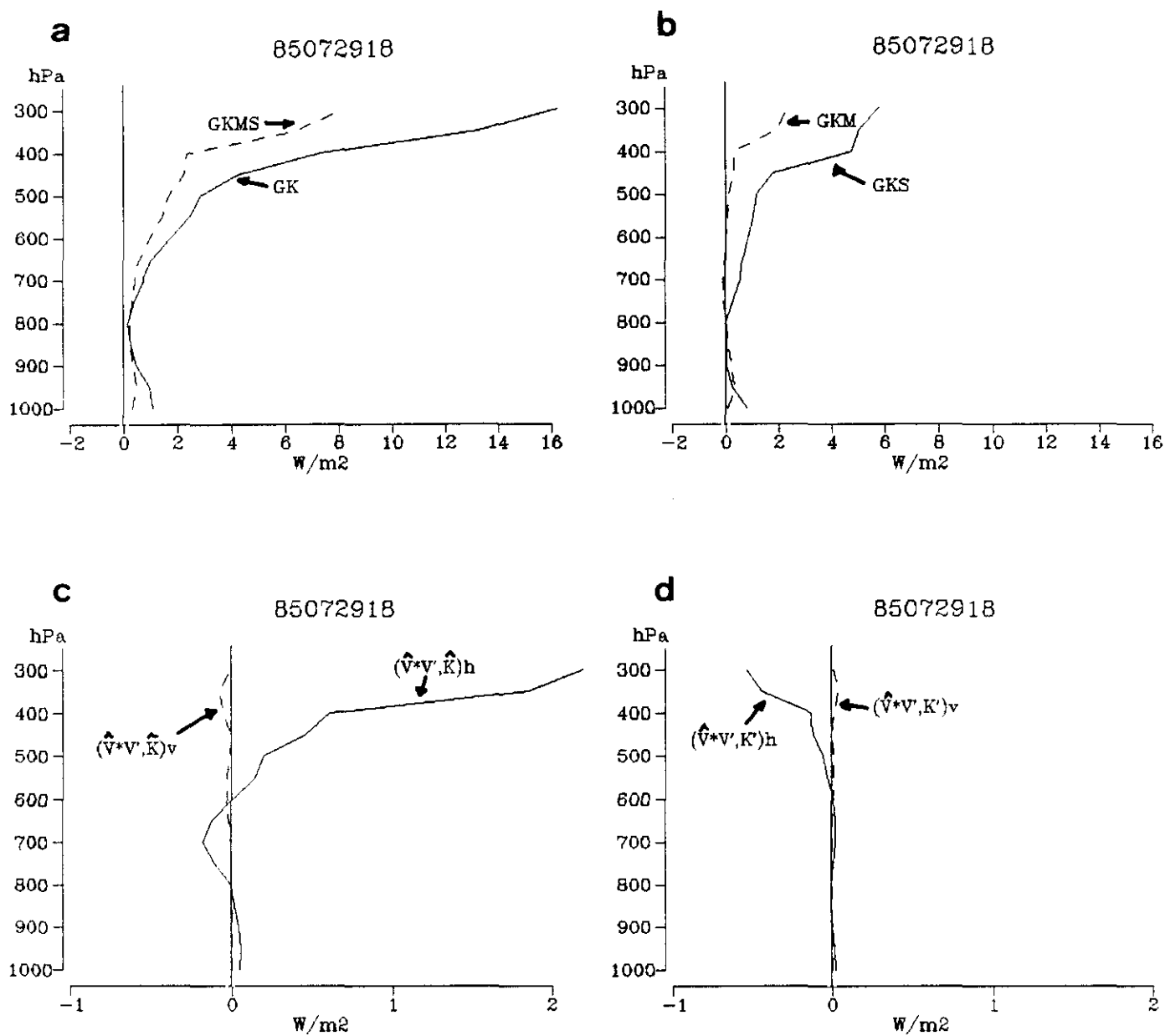


Figura 4.21. Como la figura 4.12 pero para el día 29-7-1985.

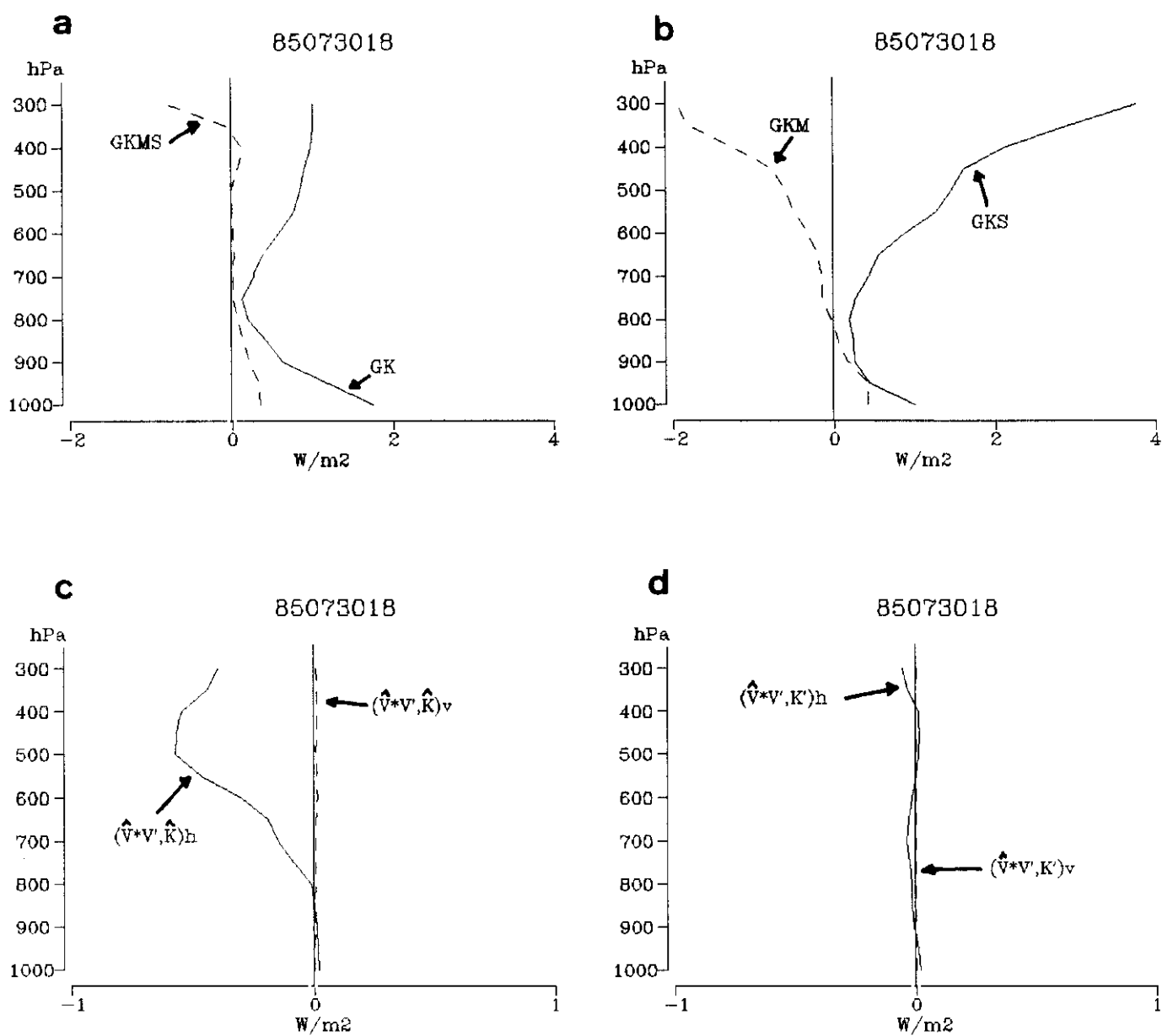


Figura 4.22. Como la figura 4.12 pero para el día 30-7-1985.

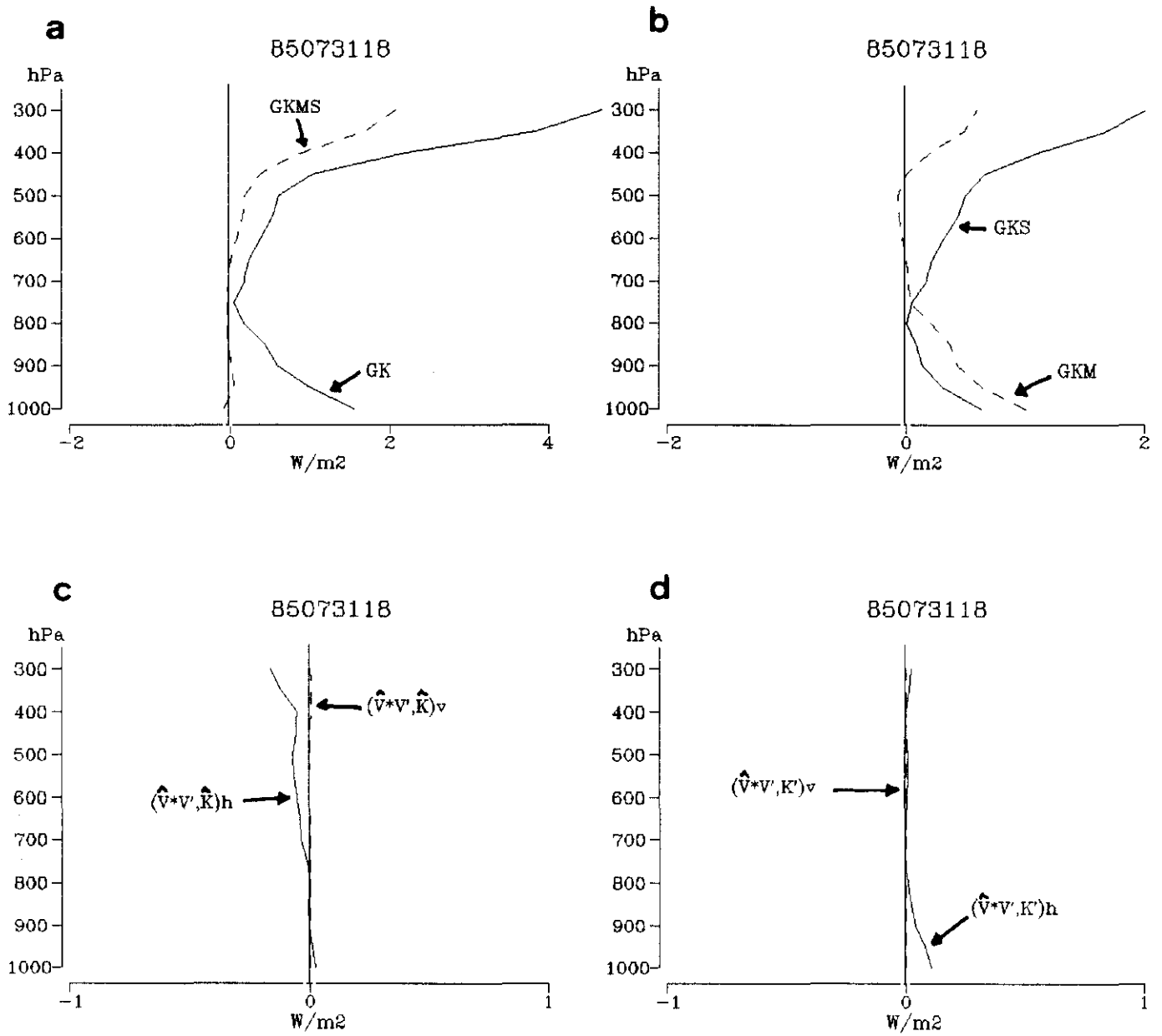


Figura 4.23. Como la figura 4.12 pero para el día 31-7-1985.

5. SIMULACIÓN DE LA BAJA TÉRMICA MEDIANTE UN MODELO DE PRONÓSTICO A MESOESCALA.

En este capítulo se presentan los resultados de la simulación de un día de baja térmica realizada con un modelo numérico tridimensional de pronóstico meteorológico a mesoescala. Dado el pequeño tamaño relativo de este sistema, existen algunos aspectos del mismo que no se ven reflejados en los análisis o en simulaciones con otros modelos que utilizan menor resolución espacial y temporal, como es el caso de los análisis del CEPPM utilizados hasta ahora. Por ello se ha creído conveniente la aplicación de un modelo con mayor resolución, capaz de representar de forma más adecuada los fenómenos de tamaño correspondiente al sistema en estudio, con objeto de evidenciar procesos dinámicos o térmicos involucrados en la baja térmica estival en la Península Ibérica que en los análisis realizados en los anteriores apartados no se han puesto de manifiesto.

A este fin, se ha utilizado el modelo llamado PROMES (un acrónimo de PRONóstico a MESOescala) que ha sido desarrollado enteramente en el Departamento de Geofísica y Meteorología de la Universidad Complutense. A continuación se describen brevemente los rasgos fundamentales del citado modelo, comentados de forma más completa en Castro et al. (1993) y Gaertner (1994), así como las características concretas de la simulación realizada y los resultados de la misma.

5.1. Descripción del modelo PROMES.

Se trata de un modelo numérico de pronóstico meteorológico de ecuaciones primitivas, aplicado a un área limitada. En la ecuación del movimiento vertical se hace la aproximación hidrostática, mientras que la ecuación de continuidad se aplica completa (atmósfera totalmente compresible).

5.1.1 Coordenadas espaciales.

La coordenada vertical es la σ de Phillips modificada por Shuman y

Hovermale (1968), cuya expresión matemática es

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad (5.1)$$

donde p es la presión, p_s es la presión en superficie y p_t la presión en el tope o límite superior del modelo. Esta coordenada se adapta a la forma del terreno subyacente, simplificando mucho las condiciones de contorno inferiores.

En la horizontal se utilizan coordenadas cartesianas, considerando una proyección Lambert conforme para obtener una representación plana de la superficie del geoide.

5.1.2 Sistema de ecuaciones.

El sistema de ecuaciones en coordenadas (x, y, σ) , una vez aplicada la proyección Lambert y el cambio en la coordenada vertical, es:

1. Ecuaciones del movimiento horizontal:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -m(u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y}) - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - m(\frac{\partial \phi}{\partial x} - \alpha \frac{\partial p}{\partial x}) + f_v + F_h(u) + F_v(u) \quad (5.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -m(u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y}) - \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - m(\frac{\partial \phi}{\partial y} - \alpha \frac{\partial p}{\partial y}) - f_u + F_h(v) + F_v(v) \quad (5.3)$$

donde u , v son las componentes horizontales del viento, m el factor de escala de la proyección, ϕ el geopotencial, α el volumen específico, f el parámetro de Coriolis, $\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$

la velocidad vertical en coordenada σ , y F_h y F_v representan respectivamente los efectos de la difusión horizontal y vertical.

2. Ecuación de la hidrostática:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = -\alpha p^* \left[1 + \frac{q_c + q_r}{1 + q_v} \right]^{-1} \quad (5.4)$$

donde $p^* = p_s - p_t$. El término entre paréntesis incorpora el efecto gravitatorio del agua líquida, siendo q_v , q_c y q_r respectivamente las razones de mezcla del vapor de agua, del agua de nube y del agua de lluvia.

3. Ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial(p^* u/m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* v/m)}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (5.5)$$

Suponiendo que $\dot{\sigma} = 0$ en los límites superior ($\sigma = 0$) e inferior ($\sigma = 1$) del modelo, se puede integrar esta ecuación para obtener la variación temporal de la presión superficial del modelo,

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \int_0^1 \left(\frac{\partial(p^* u/m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* v/m)}{\partial y} \right) d\sigma \quad (5.6)$$

Una vez calculada la tendencia de la presión en superficie se puede obtener $\dot{\sigma}$ en cualquier nivel σ de acuerdo con

$$\dot{\sigma} = -\frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial t} - \frac{m^2}{p^*} \int_0^\sigma \left(\frac{\partial(p^* u/m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* v/m)}{\partial y} \right) d\sigma' \quad (5.7)$$

4. Ecuación de la termodinámica:

Como variable predictiva se utiliza la temperatura potencial virtual,

$$\theta_v = \theta(1 + 0.608q_v) \quad (5.8)$$

La ecuación de la termodinámica es:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = -m(u \frac{\partial \theta_v}{\partial x} + v \frac{\partial \theta_v}{\partial y}) - \dot{\sigma} \frac{\partial \theta_v}{\partial \sigma} + F_h(\theta_v) + F_v(\theta_v) + S(\theta_v) \quad (5.9)$$

donde F_h y F_v representan la difusión horizontal y vertical de temperatura potencial virtual y S representa el efecto de las fuentes y sumideros de calor.

5. Ecuaciones de conservación del agua:

Para tener en cuenta que el agua puede estar presente en tres formas (vapor, sólido y líquido), el principio de conservación del agua se aplica a cada una por separado:

$$\frac{\partial q_n}{\partial t} = -m(u \frac{\partial q_n}{\partial x} + v \frac{\partial q_n}{\partial y}) - \dot{\sigma} \frac{\partial q_n}{\partial \sigma} + F_h(q_n) + F_v(q_n) + S(q_n) \quad (5.10)$$

con $n = 1, 2, 3$, donde $q_1 = q_v$ (vapor), $q_2 = q_c$ (agua líquida en forma de gotículas de nube) y $q_3 = q_r$ (agua líquida en gotas de lluvia). En este trabajo no se ha considerado la fase sólida por su escasa importancia en los fenómenos que se consideran.

5.1.3. Parametrizaciones de los procesos físicos.

Los procesos físicos de menor escala que la resuelta por la malla del modelo se incluyen mediante la técnica de las parametrizaciones. Los procesos parametrizados son: el balance de energía en la superficie del suelo, los flujos turbulentos atmosféricos, los flujos radiativos y distintos procesos nubosos.

Una descripción de las parametrizaciones del modelo, incluyendo las ecuaciones, se puede encontrar en Castro et al. (1993), y una descripción y discusión detalladas de estas parametrizaciones aparece en Fernández (1992). No obstante, a continuación se citan brevemente los métodos utilizados en cada caso:

- El balance energético en la superficie del suelo se calcula de acuerdo con el método propuesto por Bhumralkar (1975) y Blackadar (1976), denominado de forzamiento amortiguado (en inglés "force-restore"). En él, el forzamiento que representan los flujos radiativos y los flujos de calor sensible y latente entre el suelo y la atmósfera se ve amortiguado por el flujo de calor hacia las capas profundas del suelo, donde no influye la onda térmica diaria.

- Los flujos turbulentos atmosféricos en la capa superficial se modelan siguiendo el método propuesto por Blackadar (1976), Zhang y Anthes (1982) y Anthes et al. (1987) para determinar los valores de las funciones universales y los parámetros de la teoría de similitud. En este método se consideran cuatro regímenes turbulentos: estable, turbulencia mecánica, convección forzada y convección libre.

Para los tres primeros regímenes, la difusión turbulenta vertical por encima de la capa superficial se parametriza mediante un procedimiento de cierre de primer orden o teoría K. Los coeficientes K de difusión se calculan de forma local en función de la estabilidad atmosférica y de la cizalla vertical del viento, de acuerdo con fórmulas dadas por Blackadar (1976) y McNider y Pielke (1981). En el caso de convección libre, en la capa de mezcla se aplica el método desarrollado por Estoque (1968), Blackadar (1978) y Zhang y Anthes (1982), en el que se considera que la mezcla vertical no está determinada por gradientes locales, sino por la estructura térmica de toda la capa de mezcla. Los intercambios turbulentos se producen entonces entre la capa más baja del modelo y cada nivel dentro de la capa de mezcla, de acuerdo con este método. Por encima de la capa de mezcla se aplica de nuevo la teoría K.

La difusión horizontal se introduce con el fin de controlar posibles inestabilidades numéricas en el modelo. Se calcula mediante una formulación de cuarto orden,

$$F_h(\alpha) = -K_h \nabla_\sigma^4 \alpha \quad (5.11)$$

que es más selectiva en cuanto a la escala de las ondas difundidas que la de segundo orden. El coeficiente de difusión es proporcional a la deformación total del flujo, de acuerdo con Smagorinsky et al. (1965) y Doms (1990).

- En cuanto a los efectos radiativos, se incluye el calentamiento del suelo por onda corta, atenuado en presencia de nubes. Los flujos radiativos de onda larga se calculan siguiendo el procedimiento propuesto por Sasamori (1968; 1972); los valores de la función de emisividad se obtienen de acuerdo con la formulación de Mahrer y Pielke (1977).

- Los procesos nubosos y de precipitación se modelan siguiendo a Pielke (1984; pgs. 232-241) y a Hsie et al. (1984). Se trata de un método explícito con ecuaciones de pronóstico para el vapor de agua, el agua de nube y el agua de lluvia, y diversas parametrizaciones de las conversiones de fase y de la precipitación.

5.2 Aspectos numéricos del modelo.

5.2.1 Estructura de la malla.

Para la discretización de las ecuaciones se ha elegido una estructura tipo Lorenz en la vertical (es decir, la temperatura potencial se calcula en los puntos intermedios de cada capa vertical) y una malla C de Arakawa en la horizontal, según la cual las componentes del viento horizontal se calculan en diferentes puntos que las demás variables. Así pues, tanto la distribución vertical como la horizontal son alternadas. Esto tiene como principal ventaja un cálculo más directo y preciso de

diversos términos de las ecuaciones.

5.2.2. Esquemas numéricos.

Para resolver las ecuaciones del modelo se utilizan esquemas numéricos de diferencias finitas. Los esquemas son explícitos, salvo el aplicado al término de la difusión turbulenta vertical que es implícito. La resolución de los términos de evolución temporal se realiza con métodos de dos niveles de tiempo. Se aplica además el método de desdoblamiento ("splitting") de Marchuk, de acuerdo con el cuál los distintos términos de las ecuaciones se tratan separadamente (individualmente o por subconjuntos) y sus contribuciones a la tendencia de las variables no se suman a la vez, sino consecutivamente, de forma que el efecto de un término se tiene en cuenta en el que se calcula a continuación.

A continuación se comentan brevemente los esquemas aplicados a los distintos términos y ecuaciones. Una descripción más completa se puede encontrar en Fernández (1992) y Gaertner (1994).

1. Términos de ondas de gravedad:

Para tratar numéricamente estos términos se utiliza el esquema de integración hacia delante/hacia atrás en el tiempo (en inglés "forward-backward"): se integra primero hacia delante la ecuación de movimiento (utilizando la presión en el paso de tiempo n) y se actualizan las componentes de la velocidad, y con estos valores del viento en el tiempo $n+1$ se calcula el término de divergencia en la ecuación de continuidad.

Sun (1980) realizó un análisis de la estabilidad del esquema de integración hacia delante/hacia atrás en el tiempo para este tipo de ondas, e indicó que para un modelo hidrostático el método es estable si las variables dependientes están alternadas en el espacio, se utiliza la velocidad vertical actualizada en $t+1$ para el cálculo de la advección temporal de temperatura potencial y el gradiente de presión

se aproxima con diferencias espaciales centradas.

2. Términos de advección:

Se utiliza un esquema de integración hacia delante en el tiempo y de interpolación cúbica a contracorriente en el espacio (en inglés "cubic spline upstream"), tanto para la advección horizontal como para la vertical. Este esquema presenta buenas características de simulación de la fase y la amplitud de las ondas advectivas (Pielke, 1984; pgs. 297-307). Se aplica asimismo el método de desdoblamiento de las ecuaciones para calcular la advección en cada dirección espacial por separado; con ello se evita la utilización de fórmulas de interpolación bi- o tridimensionales, mucho más complicadas que las unidimensionales.

3. Términos de Coriolis:

Se aplica un esquema de integración hacia delante/hacia atrás en el tiempo para garantizar la estabilidad de estos términos. Tras calcular la componente u del viento horizontal en el paso de tiempo $n+1$ (u^{n+1}) en función de la componente v en el tiempo n (v^n), se utiliza u^{n+1} para calcular v^{n+1} .

4. Discretización de las parametrizaciones:

El cálculo de la difusión turbulenta vertical, cuando se aplica la teoría K, se realiza mediante un esquema implícito (Paegle et al., 1976) con unos pesos de 0,25 y 0,75 para los coeficientes correspondientes al tiempo n y al $n+1$, respectivamente.

Para los flujos en la capa superficial se aplica una integración hacia delante en el tiempo (esquema de Euler). Dada la estrechez de la primera capa vertical se debe utilizar un paso de tiempo menor que el del resto de los términos, dependiendo de la magnitud de los flujos, para asegurar la estabilidad del esquema.

El esquema de Euler para la discretización temporal se emplea también para

el resto de los términos: tendencia de la temperatura superficial del suelo, calentamiento y enfriamiento radiativos del aire, procesos nubosos y de precipitación y difusión horizontal.

5.2.3. Condiciones iniciales.

La malla del presente modelo se ha 'anidado' en la de los análisis del CEPPM, por lo que los valores iniciales que se utilizan corresponden a los análisis del mismo en los niveles de presión estándar, dispuestos en una malla con menor resolución. En consecuencia, estos datos han de ser interpolados a los niveles y puntos de la malla del modelo. El método de interpolación horizontal utilizado consiste en una interpolación biparabólica de 16 puntos (Koehler, 1977) de las variables meteorológicas en superficies p estándar, mientras que en la vertical se ha aplicado una interpolación lineal (Gaertner, 1994).

Una vez realizada la interpolación a los puntos de la malla, y antes de comenzar a integrar las ecuaciones, se realiza una inicialización por filtros digitales (Lynch y Huang, 1992), para evitar el ruido que produciría el desequilibrio inicial entre los campos de masa y de viento. La inicialización aplicada consiste en dos integraciones adiabáticas a partir de los datos iniciales, una hacia adelante y otra hacia atrás en el tiempo, ambas de corta duración. Las variables de pronóstico en cada punto de la malla se multiplican por un factor de ponderación variable con el tiempo, calculado analíticamente, y se suman para obtener los datos iniciales filtrados. Este proceso es relativamente sencillo en su planteamiento y aplicación, y los resultados son comparables en eficacia a la inicialización por modos normales, según describen Lynch y Huang en el mismo artículo.

Finalmente hay que indicar que la aplicación de un esquema de inicialización puede eliminar el ruido inicial de alta frecuencia, pero no evita que los campos se tengan que adaptar a la presencia de una orografía más detallada durante las primeras horas de simulación, como indica Majewski (1985).

5.2.4. Condiciones de contorno.

Para introducir los valores de los análisis del CEPPM como valores de contorno del modelo, se ha utilizado el esquema de contorno de Davies (1983) que, según se discute en Gaertner (1994), parece ser el que mejor compagina la transmisión de datos externos con una limitación de la reflexión de perturbaciones internas salientes, aunque se ha realizado una modificación, siguiendo una sugerencia de Anthes y Warner (1978). Los valores de contorno se actualizan en función de los análisis, que en este caso tienen una periodicidad de 6 horas. Entre ellos se realiza una interpolación temporal lineal.

Para evitar la generación de ruido en el contorno superior del modelo se considera una capa que absorbe la energía que entra en ella (Klemp y Lilly, 1978).

5.3. Condiciones de la simulación.

Se ha realizado una simulación de 30 horas correspondiente a un día típico de baja térmica estival, como fue el 31 de Julio de 1985, iniciándose a las 00 horas (TUC) de ese día hasta las 06 horas (TUC) del día siguiente. Como antes se ha indicado, las condiciones iniciales y de contorno corresponden a los análisis del CEPPM cada 6 horas que se han utilizado en los estudios incluidos en el apartado 4 de esta Memoria. A continuación se exponen las restantes características de la simulación.

- Dominio y resolución horizontal.

El dominio del modelo es un rectángulo centrado aproximadamente en la península Ibérica, con los vértices situados en las siguientes coordenadas: (34.85°N, 10.69°W), (45.01°N, 11.54°W), (44.58°N, 5.23°E), (34.49°N, 3.57°E), y unas dimensiones de 1300x1120 km (ver figura 5.1). La resolución horizontal de la malla es de 20x20 km, de manera que incluye 65x56 celdillas.

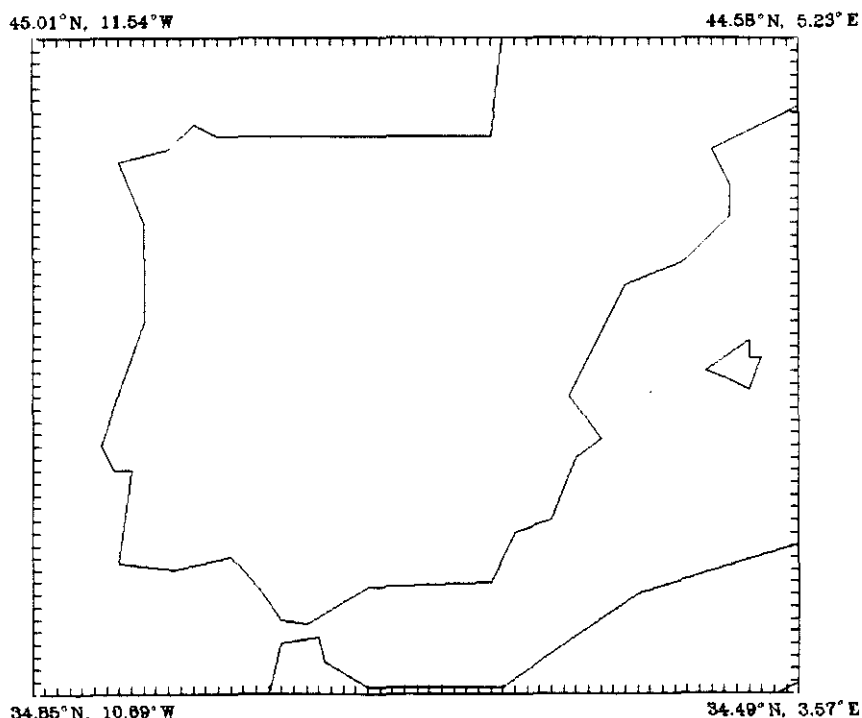


Figura 5.1. Dominio del modelo.

- Resolución vertical.

En esta simulación se ha situado el tope superior del modelo en el nivel de 300 hPa. Se han considerado 31 niveles verticales y una resolución vertical variable, con capas más estrechas en los niveles inferiores y superiores que en los intermedios. Concretamente los niveles σ son los siguientes: 1, 0.998, 0.992, 0.982, 0.968, 0.950, 0.928, 0.902, 0.872, 0.838, 0.800, 0.758, 0.712, 0.662, 0.608, 0.554, 0.500, 0.450, 0.400, 0.354, 0.312, 0.274, 0.240, 0.210, 0.180, 0.150, 0.120, 0.090, 0.060, 0.030, 0. La gradualidad en el espaciado vertical es conveniente para paliar la reflexión espúrea de ondas internas.

- Topografía.

Se ha utilizado una orografía con una resolución de 5 minutos en latitud-longitud correspondiente a la base de datos ETOPO5 del National Geophysical Data Center (Boulder, Col., EEUU). Con estas alturas se realiza un promedio de los

puntos incluidos en cada celdilla del modelo, y posteriormente se aplica un filtro bidimensional en dos pasos, uno de suavizado y otro de restitución de la amplitud de ondas mayores de $2\Delta x$. Este filtrado tiene un efecto beneficioso ya que limita la generación de ruido de onda corta debido al forzamiento orográfico (Gaertner, 1994). En la figura 5.2 se muestra una visión tridimensional en perspectiva de la orografía resultante.

- Características de los suelos

En el esquema seguido para parametrizar los intercambios aire-superficie es preciso asignar los valores de cinco parámetros relacionados con las características del suelo en cada celdilla del modelo. Estos parámetros son: el albedo (A), la emisividad de radiación de onda larga (ϵ), la fracción de humedad disponible para ser evaporada (M), la longitud de rugosidad (z_0) y la inercia térmica del suelo ($\zeta = (\lambda C_s)^{1/2}$, donde λ es la conductividad térmica, considerada uniforme en todo el espesor del suelo, y C_s la capacidad calorífica por unidad de volumen). Para determinar estos parámetros de la superficie se sigue el procedimiento establecido por Benjamin y Carlson (1986), considerando varios tipos de uso de suelo, cada uno de los cuales se caracteriza por un determinado valor de tales parámetros. Éste es un procedimiento relativamente simple, con el que, sin embargo, se consigue simular la generación de circulaciones a mesoescala debidas a inhomogeneidades en el tipo de terreno (p.e. Gaertner et al., 1993). Concretamente, en este caso se han considerado los 28 tipos de uso de suelo que se presentan en la Tabla 5.1, junto con los valores de los correspondientes parámetros deducidos a partir de los tipos de suelo de Benjamin y Carlson (1986). En las figuras 5.3 se observan las distribuciones espaciales en el dominio del modelo de cada uno de estos parámetros, según se ha deducido de la digitización de los mapas de Uso y Aprovechamiento de Suelos de los Ministerios de Agricultura de España y Portugal.

Por otra parte, es preciso asignar una temperatura al subsuelo, para lo cual se han considerado los valores climatológicos correspondientes al mes de julio proporcionados por el CEPPM.

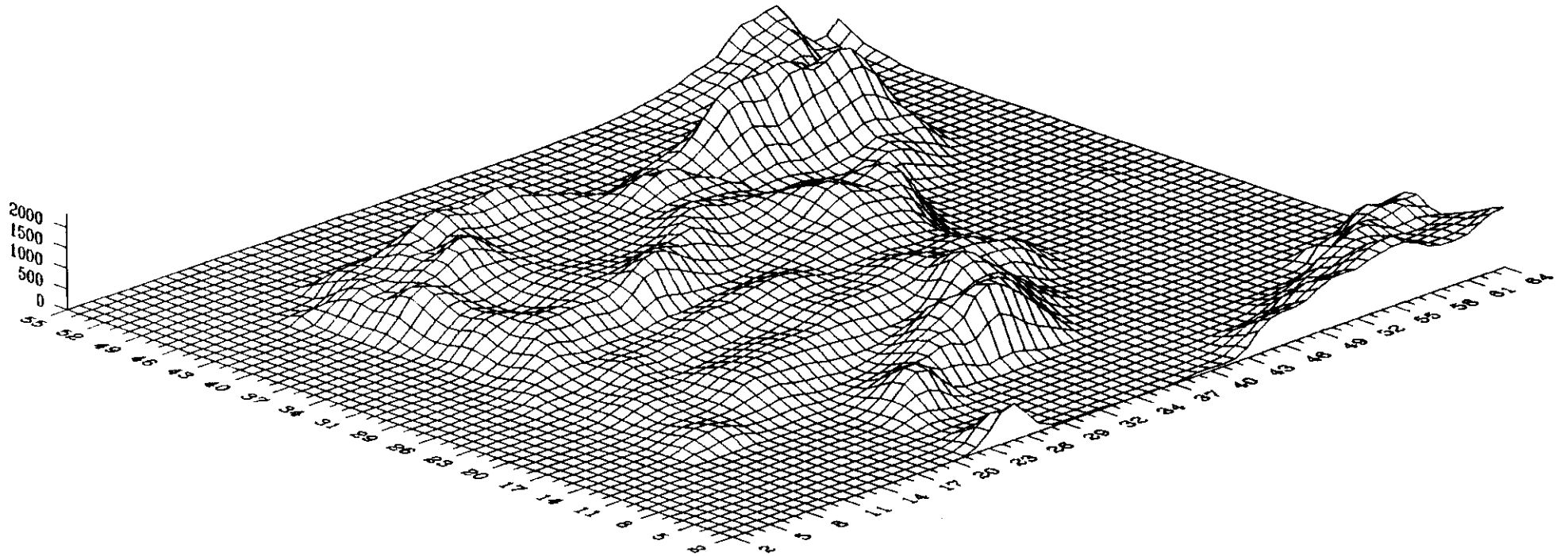


Figura 5.2. Visión tridimensional de la orografía del modelo. Las unidades de los ejes horizontales corresponden a los índices i, j de la malla horizontal del modelo, mientras que en el eje vertical se indica la altura en metros.

Tabla 5.1

Leyenda	A (%)		M (%)		ϵ (% a 9 μm)		z_0 (cm)		ζ ($\text{cal cm}^{-2} \text{K}^{-1} \text{s}^{-1/2}$)	
	I	V	I	V	I	V	I	V	I	V
ARROZ	14	14	50	75	95	95	15	5	0.06	0.06
CULTIVOS EN REGADÍO CULTIVOS FORZADOS	16	18	40	68	94	94	15	5	0.05	0.05
CÍTRICOS FRUTALES EN REGADÍO FRUTALES/CÍTRICOS	16	18	40	68	94	94	18	12	0.05	0.05
LABOR INTENSIVA (sin sobrecarga arbolado)	18	22	25	45	92	92	15	5	0.04	0.04
LABOR EXTENSIVA (sin sobrecarga arbolado)	28	21	20	30	92	92	15	5	0.03	0.04
PRADERAS (sin sobrecarga arbolado)	16	18	32	52	94	94	12	10	0.04	0.05
PASTIZALES (sin sobrecarga arbolado)	20	22	15	22	92	92	12	10	0.03	0.04
FRONDOSAS (1)	16	17	30	60	93	93	50	50	0.04	0.05
CONIFERAS (1)	12	12	30	60	95	95	50	50	0.04	0.05
FRONDOSAS/CONIFERAS (1)	14	14	35	70	95	95	40	40	0.05	0.06
FRONDOSAS (2)	18	18	22	38	92	92	32	32	0.04	0.04
FRUTALES EN SECANO OLIVAR VIÑEDO OLIVAR-VIÑEDO	18	18	15	22	92	92	32	32	0.04	0.04
CONIFERAS (2)	16	16	22	38	94	94	32	32	0.04	0.04
FRONDOSAS/CONIFERAS (2)	17	17	25	42	94	94	28	28	0.04	0.04
LABOR INTENSIVA (con sobrecarga arbolado)	18	18	24	42	92	92	23	18	0.04	0.04
LABOR EXTENSIVA (con sobrecarga arbolado)	23	20	21	34	92	92	23	18	0.04	0.04
PRADERAS (con sobrecarga arbolado) MATORRAL (1) (con o sin sobrecarga)	16	17	33	58	94	94	24	23	0.05	0.05
PASTIZALES (con sobrecarga arbolado) MATORRAL (2) (con o sin sobrecarga)	19	20	18	29	93	93	19	17	0.03	0.04
IMPRODUCTIVO TIERRA	18	18	5	10	88	88	50	50	0.03	0.03
IMPRODUCTIVO AGUA	8	8	100	100	98	98	0.0001	0.0001	0.06	0.06

(1) Galicia-Asturias-Cantabria-País Vasco-Navarra-Cataluña-Castilla y León- prov. Huesca.

(2) Resto de la Península Ibérica.

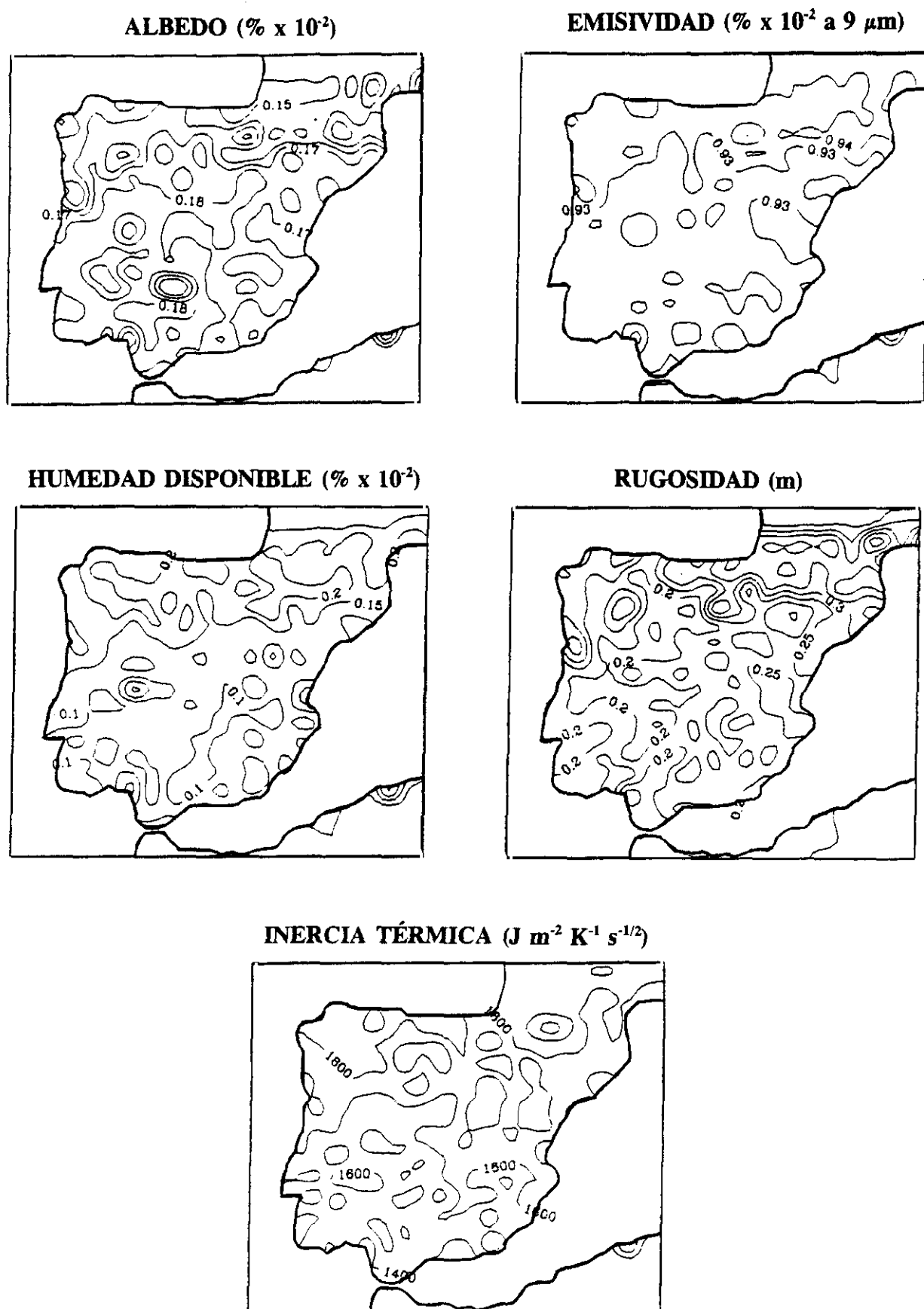


Figura 5.3. Distribución espacial en el dominio del modelo de cada uno de los parámetros relacionados con las características del suelo.

5.4. Verificación.

Antes de comentar los resultados de la simulación del desarrollo de la depresión térmica con el modelo PROMES se ha considerado conveniente realizar una comprobación de su grado de ajuste mediante un método sencillo de verificación.

5.4.1. Metodología.

La verificación objetiva de un modelo numérico se puede realizar de varias formas en función del tipo de datos verficantes que se utilicen:

- Si se usan las observaciones, es necesario interpolar los datos del modelo desde los puntos de la malla a las posiciones en las que existen dichas observaciones reales, comparándose habitualmente parámetros que constituyen salidas directas del modelo con parámetros medidos directamente en los observatorios.
- Otro método sería la comparación de los valores del modelo con los análisis de otro modelo en los mismos puntos de la malla.
- Un procedimiento menos utilizado consistiría en el cálculo de variables derivadas a partir de los resultados del modelo y su comparación con variables derivadas obtenidas del análisis verficante.

Dada la escasez de valores observados disponibles en el dominio del modelo, tanto en superficie como en altura, en este trabajo se ha realizado la verificación en función de los análisis del CEPPM. Para ello, se ha realizado una interpolación de los valores simulados en la malla del modelo a los puntos de la malla de los análisis mediante una función, y posteriormente se han comparado dichos valores con los de los análisis. En la interpolación se han considerado los cuatro puntos de la malla del modelo más próximos al correspondiente punto de la malla del análisis. En esta comparación se ha de tener en cuenta que el modelo genera unas estructuras de tamaño menor que las presentes en los análisis del CEPPM, donde se utiliza una

mallas de menor resolución. No obstante, el mismo proceso de interpolación de la malla fina a la más gruesa daría lugar a una cierta suavización de los campos simulados.

Se podría haber considerado un procedimiento de interpolación y filtrado más específico, aplicando un método similar al utilizado en el subapartado 4.3.2. Para ello habría sido necesario determinar previamente la menor escala de las estructuras presentes en los análisis y aplicar a los resultados del modelo el filtro pasabaja adecuado. Sin embargo, se ha preferido seguir un procedimiento de interpolación más simple, ya que de todas formas seguirían estando presentes estructuras generadas por las parametrizaciones físicas del modelo PROMES y por las diferencias topográficas entre los puntos de la malla del análisis y los del modelo. Además, lo que se persigue no es estrictamente una comparación rigurosa entre los análisis y las simulaciones, sino una prueba de la consistencia de los resultados del modelo en esta simulación concreta, comprobando que las simulaciones no pierden calidad con el tiempo.

El dominio espacial en que se aplica este proceso verificante es el comprendido entre los paralelos 36°N y 44° N y los meridianos 10°W y 3°E, con resolución de 0.5° (459 puntos). Esta zona es una parte del dominio del modelo *PROMES*, centrada en la Península Ibérica y suficientemente alejada de las fronteras para que las condiciones de contorno no perturben excesivamente los parámetros de verificación.

Las variables utilizadas para la comparación son el geopotencial, la temperatura y las componentes zonal y meridiana del viento, en los niveles de presión estándar desde 1000 hasta 500 hPa, a las 12, 18, 24 y 30 horas de simulación.

Los índices de verificación calculados son los que se utilizan habitualmente a falta de otros valores de referencia, climatológicos o de persistencia, que permiten el cálculo de índices de 'habilidad' o bondad del modelo (Murphy, 1988). Los

índices calculados son los que se citan a continuación, junto con sus expresiones matemáticas correspondientes:

- Error medio:

$$E = \frac{\sum_{i,j}^N (P(i,j) - A(i,j))}{N}$$

- Error cuadrático medio:

$$ECM = \sqrt{\frac{\sum_{i,j}^N (P(i,j) - A(i,j))^2}{N}}$$

- Desviación estándar del error:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i,j}^N (P(i,j) - A(i,j) - E)^2}{N}}$$

- Coeficiente de correlación absoluta:

$$CCA = \frac{\sum_{i,j}^N [(P(i,j) - \bar{P})(A(i,j) - \bar{A})]}{\sqrt{\sum_{i,j}^N (P(i,j) - \bar{P})^2 \sum_{i,j}^N (A(i,j) - \bar{A})^2}}$$

- Desviación estándar de los resultados del modelo:

$$SP = \sqrt{\frac{\sum_{i,j}^N (P(i,j) - \bar{P})^2}{N}}$$

- Desviación estándar de los análisis:

$$SA = \sqrt{\frac{\sum_{i,j}^N (A(i,j) - \bar{A})^2}{N}}$$

- Error cuadrático medio corregido del sesgo:

$$ECM^* = \sqrt{\frac{\sum_{i,j}^N [(P(i,j) - \bar{P}) - (A(i,j) - \bar{A})]^2}{N}}$$

donde $P(i,j)$ y $A(i,j)$ son, respectivamente, los valores del modelo y los de los análisis verficantes en los puntos del dominio; \bar{P} y \bar{A} sus promedios espaciales y N el número total de puntos.

Una vez calculados estos índices de verificación, siguiendo los criterios propuestos por Keyser y Anthes (1977), se considera demostrada la bondad del modelo cuando se cumplen los tres requisitos siguientes:

(a): $SP = SA$,

(b): $ECM < SA$ y

(c): $ECM^* < SA$.

5.4.2. Resultados.

Los resultados obtenidos para cada una de las variables consideradas se presentan en las tablas 5.2 a 5.5. En general se observa un alto grado de ajuste entre los resultados del modelo y los análisis, cumpliéndose en todos los casos las condiciones propuestas por Keyser y Anthes (1977) para demostrar la bondad del modelo, durante las 30 horas de simulación. Asimismo, se aprecia que los resultados no pierden calidad con el tiempo de simulación. El comportamiento global de las cuatro variables indica una mejora en la 'habilidad' del modelo con la altura. Esto podría deberse a la anteriormente comentada presencia de estructuras mesoescalares asociadas a la depresión térmica en los niveles cercanos al suelo simuladas por el modelo pero no reflejadas en los análisis, que no aparecen en niveles superiores a causa del pequeño espesor del sistema a mesoescala, que no llega a sobrepasar el nivel de 700 hPa. También se observa un menor ajuste entre el modelo y el análisis en los campos de viento de niveles inferiores (1000 y 850 hPa) a las 24 y 30 horas de simulación. Esto parece deberse a que a tales horas nocturnas el modelo simula numerosos flujos de drenaje a lo largo de los valles de los principales ríos de la península Ibérica (como se mostrará en el siguiente apartado), que no aparecen en los análisis del CEPPM.

Tabla 5.2. GEOPOTENCIAL (m)

(12H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	-2.26	120.05	122.31	11.02	10.79	0.85	20.30	18.38	10.79	0.59
850hPa	2.11	1516.74	1514.63	5.76	5.36	0.81	4.85	8.48	5.36	0.63
700hPa	3.10	3133.96	3130.86	6.76	6.01	0.97	19.16	22.78	6.01	0.26
500hPa	4.81	5819.06	5814.24	7.14	5.27	0.99	39.65	40.83	5.27	0.13
(18H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	7.63	119.88	112.25	13.24	10.82	0.89	23.88	21.14	10.82	0.51
850hPa	7.23	1519.38	1512.15	8.30	4.08	0.93	6.29	9.25	4.08	0.44
700hPa	5.38	3141.60	3136.22	6.12	2.92	0.98	15.96	15.04	2.92	0.19
500hPa	5.51	5824.96	5819.45	6.81	4.00	0.99	37.53	35.80	4.00	0.11
(24H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	6.14	133.67	127.54	9.40	7.12	0.94	19.56	20.45	7.12	0.35
850hPa	4.70	1521.58	1516.88	6.22	4.08	0.89	5.66	8.17	4.08	0.50
700hPa	3.27	3141.27	3138.00	4.07	2.43	0.99	16.74	17.72	2.43	0.14
500hPa	3.63	5819.58	5815.94	4.74	3.05	0.99	40.78	42.66	3.05	0.07
(30H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	8.52	140.00	131.48	10.64	6.38	0.96	22.45	19.64	6.38	0.32
850hPa	2.72	1522.78	1520.06	5.41	4.68	0.85	8.70	8.29	4.68	0.57
700hPa	-0.03	3137.97	3138.00	5.64	5.64	0.96	11.32	15.52	5.64	0.36
500hPa	6.33	5809.85	5803.52	9.28	6.78	0.99	34.48	38.67	6.78	0.18

Tabla 5.3. TEMPERATURA (K)

(12H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	-1.71	296.42	298.13	3.06	2.54	0.86	4.94	3.99	2.54	0.64
850hPa	0.07	287.92	287.84	1.50	1.50	0.91	3.29	3.58	1.50	0.42
700hPa	-0.26	279.87	280.13	0.72	0.67	0.98	3.03	3.13	0.67	0.21
500hPa	0.35	264.06	263.71	0.77	0.68	0.89	1.51	1.46	0.68	0.47
(18H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	-3.84	296.29	300.13	4.40	2.15	0.91	5.14	4.49	2.15	0.48
850hPa	-1.37	288.79	290.17	2.04	1.51	0.91	3.48	3.49	1.51	0.43
700hPa	-0.09	280.22	280.30	0.80	0.80	0.97	3.01	3.28	0.80	0.24
500hPa	-0.05	263.55	263.60	0.68	0.68	0.91	1.65	1.60	0.68	0.42
(24H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	-2.67	292.61	295.29	3.09	1.55	0.89	3.29	3.33	1.55	0.47
850hPa	-0.89	287.78	288.67	1.47	1.17	0.94	3.38	3.54	1.17	0.33
700hPa	0.01	279.94	279.93	0.65	0.65	0.98	3.12	3.40	0.65	0.19
500hPa	0.02	262.89	262.88	0.69	0.69	0.97	1.87	2.30	0.69	0.30
(30H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	-2.53	292.15	294.69	2.97	1.54	0.85	2.94	2.58	1.54	0.60
850hPa	-1.58	286.70	288.28	1.95	1.13	0.94	2.94	3.34	1.13	0.34
700hPa	0.32	279.34	279.02	0.80	0.73	0.98	2.86	3.15	0.73	0.23
500hPa	0.58	262.15	261.56	1.03	0.84	0.94	1.82	2.27	0.84	0.37

Tabla 5.4. COMPONENTE ZONAL DEL VIENTO (m/s)

(12H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	0.94	0.12	-0.83	2.60	2.43	0.77	3.02	3.84	2.43	0.63
850hPa	0.39	0.05	-0.34	1.74	1.69	0.83	2.82	2.98	1.69	0.57
700hPa	-1.07	4.84	5.91	1.88	1.55	0.91	2.74	3.55	1.55	0.44
500hPa	-0.29	11.05	11.34	1.36	1.33	0.97	3.95	4.84	1.33	0.28
(18H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	-0.50	-0.50	0.00	3.36	3.32	0.81	3.73	5.53	3.32	0.60
850hPa	0.24	-0.18	-0.42	2.06	2.04	0.79	3.04	3.22	2.04	0.63
700hPa	0.20	5.15	4.96	1.55	1.53	0.86	2.84	2.99	1.53	0.51
500hPa	0.12	11.66	11.55	1.03	1.02	0.96	3.36	3.52	1.02	0.29
(24H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	-0.04	-0.49	-0.45	2.52	2.52	0.67	2.75	3.33	2.52	0.76
850hPa	0.02	-0.54	-0.56	1.65	1.65	0.79	2.58	2.47	1.65	0.67
700hPa	-0.40	4.98	5.37	1.38	1.32	0.90	2.60	2.99	1.32	0.44
500hPa	-1.18	11.14	12.32	1.79	1.35	0.94	3.51	3.98	1.35	0.34
(30H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	-0.50	-0.52	-0.02	2.36	2.31	0.60	2.54	2.63	2.31	0.88
850hPa	-0.21	-1.15	-0.95	1.70	1.69	0.82	2.95	2.56	1.69	0.66
700hPa	0.03	3.62	3.60	1.05	1.05	0.93	2.83	2.84	1.05	0.37
500hPa	0.27	8.88	8.61	1.49	1.46	0.96	5.16	5.31	1.46	0.28

Tabla 5.5. COMPONENTE MERIDIONAL DEL VIENTO (m/s)

(12H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	-0.53	-2.18	-1.65	2.38	2.32	0.76	3.40	3.27	2.32	0.71
850hPa	-0.27	-0.79	-0.52	1.83	1.81	0.88	3.46	3.77	1.81	0.48
700hPa	0.26	2.58	2.32	1.44	1.42	0.96	5.18	5.04	1.42	0.28
500hPa	1.92	5.71	3.79	2.68	1.87	0.95	5.61	4.89	1.87	0.38
(18H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	0.05	-3.01	-3.06	2.96	2.96	0.80	3.99	4.96	2.96	0.60
850hPa	-0.08	-1.72	-1.64	2.32	2.32	0.83	3.66	4.18	2.32	0.56
700hPa	0.52	2.36	1.84	1.87	1.79	0.93	4.74	4.25	1.79	0.42
500hPa	1.30	6.05	4.75	1.99	1.51	0.98	6.16	5.15	1.51	0.29
(24H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	-0.06	-3.05	-2.99	3.40	3.40	0.65	3.63	4.37	3.40	0.78
850hPa	0.04	-1.78	-1.82	2.68	2.68	0.82	4.13	4.61	2.68	0.58
700hPa	-0.09	1.73	1.82	1.44	1.44	0.96	4.98	4.63	1.44	0.31
500hPa	1.39	5.06	3.67	1.80	1.15	0.99	7.83	7.08	1.15	0.16
(30H)										
	E	\bar{P}	\bar{A}	ECM	S	CCA	SP	SA	ECM*	ECM*/SA
1000hPa	0.74	-3.26	-4.01	2.52	2.41	0.74	3.36	3.27	2.41	0.74
850hPa	0.38	-3.19	-3.57	2.18	2.14	0.80	3.50	3.35	2.14	0.64
700hPa	0.69	-0.49	-1.18	1.42	1.25	0.98	5.59	4.76	1.25	0.26
500hPa	2.81	2.56	-0.26	3.06	1.22	0.99	11.17	10.91	1.22	0.11

5.5. Resultados

Las características generales de la baja térmica descritas hasta ahora parecen confirmarse con los resultados de la simulación numérica con el modelo PROMES. Sin embargo, se ponen de manifiesto otros aspectos de escala más pequeña que no se evidencian en los análisis del CEPPM considerados hasta el momento.

En las figuras 5.4 se presenta la evolución trihoraria de la distribución de presión reducida a nivel del mar junto con los campos de viento en superficie, desde las 09 horas (TUC) del día 31 de julio hasta las 06 horas (TUC) del 1 de agosto de 1985. En ellas se observa que a las 09 horas (TUC), transcurridas unas cuatro horas desde el amanecer, empiezan a formarse algunos centros de baja presión por el interior de la península. Concretamente, aparece uno en la ladera sur de los Pirineos, otro al oeste del sistema Ibérico y un tercero al norte de la cordillera Penibética. En el transcurso del día, los dos primeros desaparecen, mientras que el último predomina, llegando a un valor mínimo inferior a 1006 hPa alrededor de las 15 horas (TUC). Al mismo tiempo, se aprecia la aparición de fuertes gradientes de presión, más intensos en el norte y oeste de la península, con las isobaras dispuestas de forma casi paralela a la costa. No obstante, la zona de máximo gradiente en el este aparece algo alejada de la costa mediterránea, enlazando con otra banda con un notable gradiente bórico al noreste del sistema Ibérico. Resulta curioso observar que ambas zonas con máximo gradiente se sitúan aproximadamente sobre la línea que separa la cuenca mediterránea de la atlántica. Esta circunstancia no se aprecia en los campos de presión reducida de los análisis del CEPPM, por lo que no puede comprobarse si es un comportamiento frecuente o se debe tan sólo a las características meteorológicas de ese día en particular.

Por lo que se refiere a los campos de viento en superficie, cabe destacar que en la zona periférica de la Península se ven afectados por la formación de la baja térmica. Así, se ve que los vientos que inicialmente fluyen de forma casi paralela a las costas sufren una desviación, adquiriendo una componente hacia el interior peninsular a medida que se intensifica la depresión. Estos flujos convergentes tienden

a seguir los valles de los grandes ríos y los pasos montañosos. Véase, por ejemplo, la notable entrada de aire por la desembocadura del Ebro y del Guadalquivir, así como el bloqueo que produce el macizo de los Picos de Europa en el norte, que contrasta con el notable flujo que entra en la meseta norte por el País Vasco, donde las montañas tienen menor elevación. También se aprecia que en el estrecho de Gibraltar el viento de poniente rola a levante a partir de las 18 horas (TUC), cuando la baja térmica empieza a debilitarse. No obstante, es posible que este comportamiento no esté relacionado directamente con este sistema bórico a mesoescala, sino más bien con la gran advección de aire del este que se evidencia en estas figuras, seguramente de carácter sinóptico, o relacionado con la depresión térmica que se forma sobre el norte de Africa, fuera del dominio del modelo.

Un aspecto interesante de los campos de viento en superficie es la presencia de varias zonas con una notable convergencia, que en esencia vienen a coincidir aproximadamente con la banda de máximo gradiente en el este que antes se ha comentado. Destacan especialmente la situada en las proximidades del sistema Ibérico, más o menos sobre la provincia de Teruel, la que se encuentra en la región de La Mancha, al este de la provincia de Ciudad Real, y la que se sitúa exactamente sobre el núcleo de mínima presión reducida, al sur de la provincia de Jaén. Aunque de esta única simulación resulta bastante especulativo atribuir a esta distribución particular de zonas de máxima convergencia un carácter "climatológico", es curioso observar que tales zonas, en especial las dos primeras, coinciden con las de máxima frecuencia de tormentas estivales, hasta el punto de que concretamente en la situada en las proximidades del sistema Ibérico la máxima precipitación anual se recoge precisamente en los meses de Julio y Agosto, lo que contrasta con lo que ocurre en el resto de la península Ibérica (Font, 1983). No obstante, los resultados de la simulación no muestran la ocurrencia de precipitaciones en ninguna de ellas durante el día considerado, tal como ocurrió realmente. También se aprecian otras áreas con convergencia de vientos superficiales en los Pirineos, la cordillera Central y al norte de la meseta superior, que asimismo son zonas con relativa frecuencia de tormentas en los meses de verano.

A lo largo de la noche, cuando la depresión se va debilitando, los vientos en superficie sobre las áreas periféricas tienden de nuevo a fluir casi paralelos a las costas y los gradientes de presión reducida también disminuyen notablemente, en especial en las zonas del este y sur, dando lugar a extensas áreas con vientos casi en calma al amanecer (figura 5.4 h). Otro aspecto destacable de los resultados del modelo es la aparición de vientos de drenaje tras la puesta del sol, más notables en el valle del Ebro, que se van intensificando a lo largo de la noche.

En las figuras 5.5 se presentan los campos de viento y altura geopotencial correspondientes a los niveles de presión de 850, 700 y 500 hPa en la hora de máxima intensidad de la baja térmica (15 horas (TUC)). En 850 hPa todavía se puede apreciar el efecto de la depresión superficial sobre la distribución de ambas variables, existiendo convergencia sobre las mismas zonas en que ocurría lo mismo al nivel de la superficie. Por otra parte, aunque en las zonas norte y oeste el viento fluye casi paralelo a las costas, no ocurre lo mismo en la zona de Levante, donde hay una entrada de viento de componente este, más intensa en el sureste entre las provincias de Valencia y Almería, que parece estar asociado a un pequeño vórtice ciclónico que aparece sobre la costa de Argelia, cuya presencia cabe atribuir a lo que determina el análisis, dada la proximidad al contorno del dominio del modelo. En la figura correspondiente al nivel de 700 hPa se observa que a esa altura es donde se aprecian las zonas con mayor divergencia, que coinciden aproximadamente con la situación de las convergencias más intensas en niveles inferiores. Sin embargo, en el nivel de 500 hPa la baja térmica deja de tener influencia, observándose una débil vaguada sobre el oeste de la península con fuertes vientos de carácter cuasigeostrófico (obsérvese la diferente escala de los vectores en la figura 5.5 c).

En las figuras 5.6 se muestran los resultados correspondientes a los campos de temperatura potencial (línea discontinua) y de altura geopotencial (línea continua) en los niveles de 1000 a 500 hPa, correspondientes a las 15 horas (TUC). El aspecto de estos campos en los niveles de 1000 y 850 hPa se corresponde con el origen térmico de la depresión asociado a un intenso calentamiento superficial, coincidiendo el lugar donde se presenta el centro de la misma con un máximo en el campo de

temperatura potencial. Este núcleo cálido deja de aparecer en el nivel de 700 hPa, lo que una vez más indica el escaso espesor de este sistema meteorológico.

En las figuras 5.7 se muestran los cortes zonal (este-oeste) y meridiano (norte-sur) de las superficies isentrópicas sobre el centro de la depresión correspondientes a las 18 horas (TUC), donde asimismo se pone de manifiesto este comportamiento, observándose la típica estructura en forma de 'embudo', que se evidencia también en los análisis del CEPPM (véase la figura 3.10). En el corte zonal se puede ver la gran estabilidad existente sobre el Mediterráneo (parte derecha de la figura), que también parece apreciarse sobre el Atlántico (parte izquierda). Este mismo comportamiento se aprecia en el corte meridiano sobre el Mediterráneo (parte izquierda) y, con menor intensidad, sobre el mar Cantábrico (parte derecha). Esta capa tan estable sobre las áreas marinas seguramente esté asociada al anticiclón a escala sinóptica en cuyo seno se desarrolla la depresión térmica continental.

Asimismo, en la figuras 5.8 se presentan los cortes zonal y meridiano sobre el centro de la baja de la distribución de la componente vertical de la velocidad del viento correspondiente a las 18 horas (TUC). En la correspondiente al corte este-oeste se observa la presencia de una célula con velocidades ascendentes sobre el centro de la depresión, alcanzándose los valores máximos alrededor del nivel de 800 hPa. En la parte superior, a ambos lados de la columna, se observan valores negativos de la velocidad vertical (descenso de aire). En el corte meridiano aparecen células alternadas con velocidades ascendentes y descendentes, un núcleo ascendente (valores positivos) sobre el centro de la depresión y otro situado aproximadamente sobre la estribación norte de la Cordillera Ibérica, en una zona donde se observa una fuerte convergencia de flujo horizontal tanto en superficie (véase figura 5.4 d) como en el nivel de 850 hPa.

Por último se presentan los cortes verticales de vorticidad potencial a las 18 horas (TUC), sobre el centro de la depresión (figuras 5.9). En ambos cortes se comprueba la existencia de una especie de 'cúpula' de valores negativos de vorticidad potencial sobre el centro de la depresión, que coincide con lo comentado

en el subapartado 4.1.3 referente a lo obtenido con los análisis del CEPPM, aunque en la simulación aparece de forma más pronunciada.

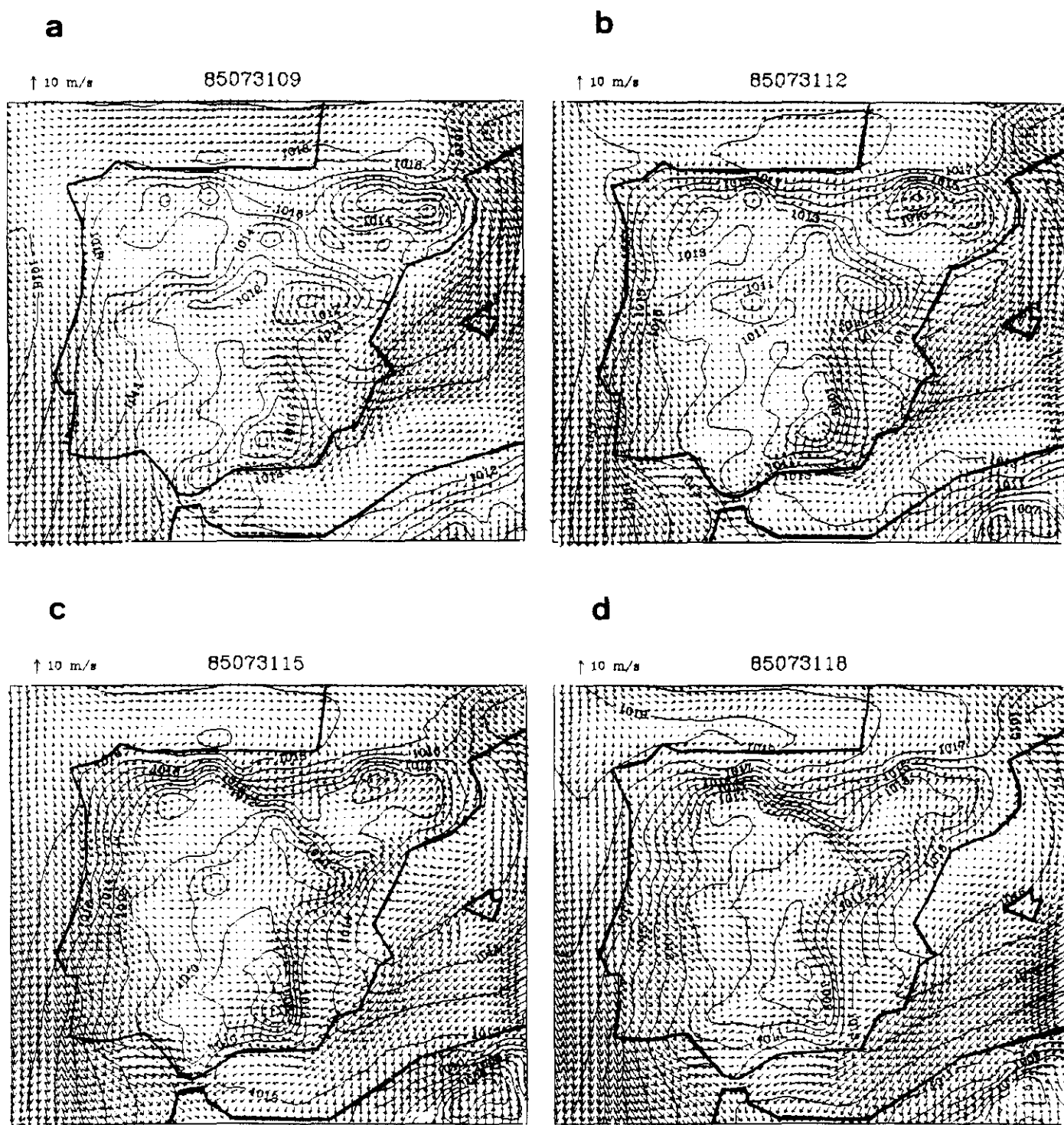


Figura 5.4. Evolución trihoraria de la distribución de presión reducida al nivel del mar y del viento en superficie simulados, desde las 09 horas (TUC) del día 31 de julio de 1985 a las 06 horas (TUC) del día 1 de agosto del mismo año.

e

↑ 10 m/s

85073121

**f**

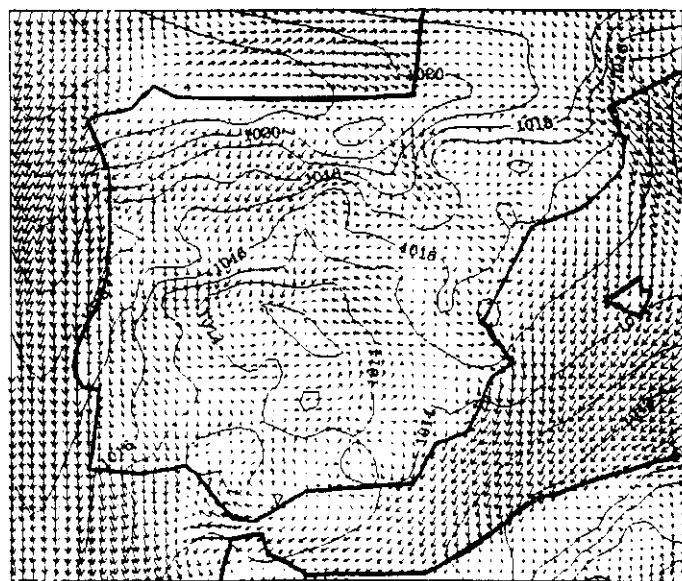
↑ 10 m/s

85080100

**g**

↑ 10 m/s

85080103

**h**

↑ 10 m/s

85080106



Figura 5.4. (Continuación) Evolución trihoraria de la distribución de presión reducida al nivel del mar y del viento en superficie simulados, desde las 09 horas (TUC) del día 31 de julio de 1985 a las 06 horas (TUC) del día 1 de agosto del mismo año.

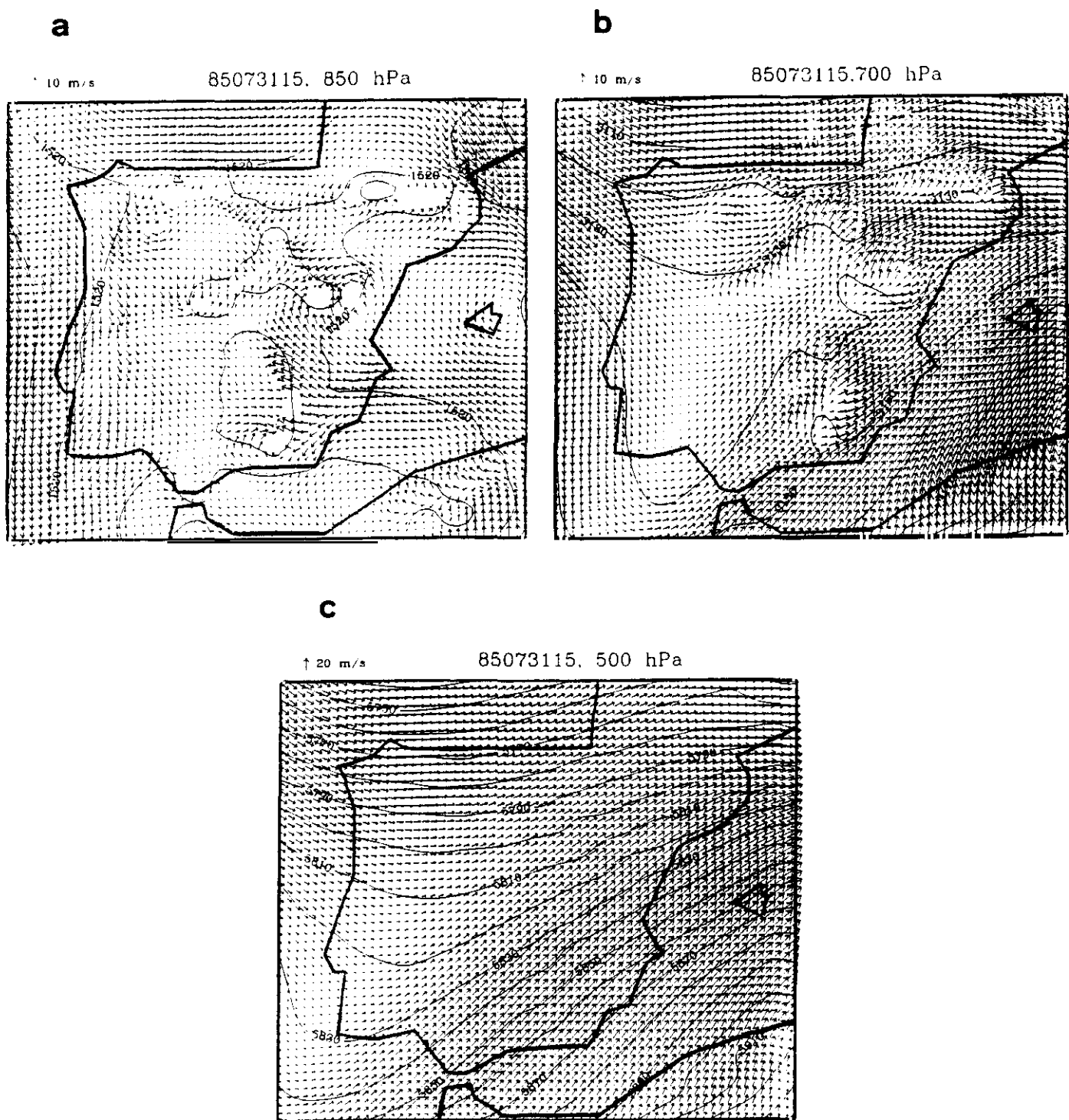


Figura 5.5. Campos de viento y altura geopotencial simulados en los niveles de presión de a) 850 hPa, b) 700 hPa y c) 500 hPa, para el día 31 de julio de 1985 a las 15 horas (TUC) (Nótese la diferente escala en el gráfico c).

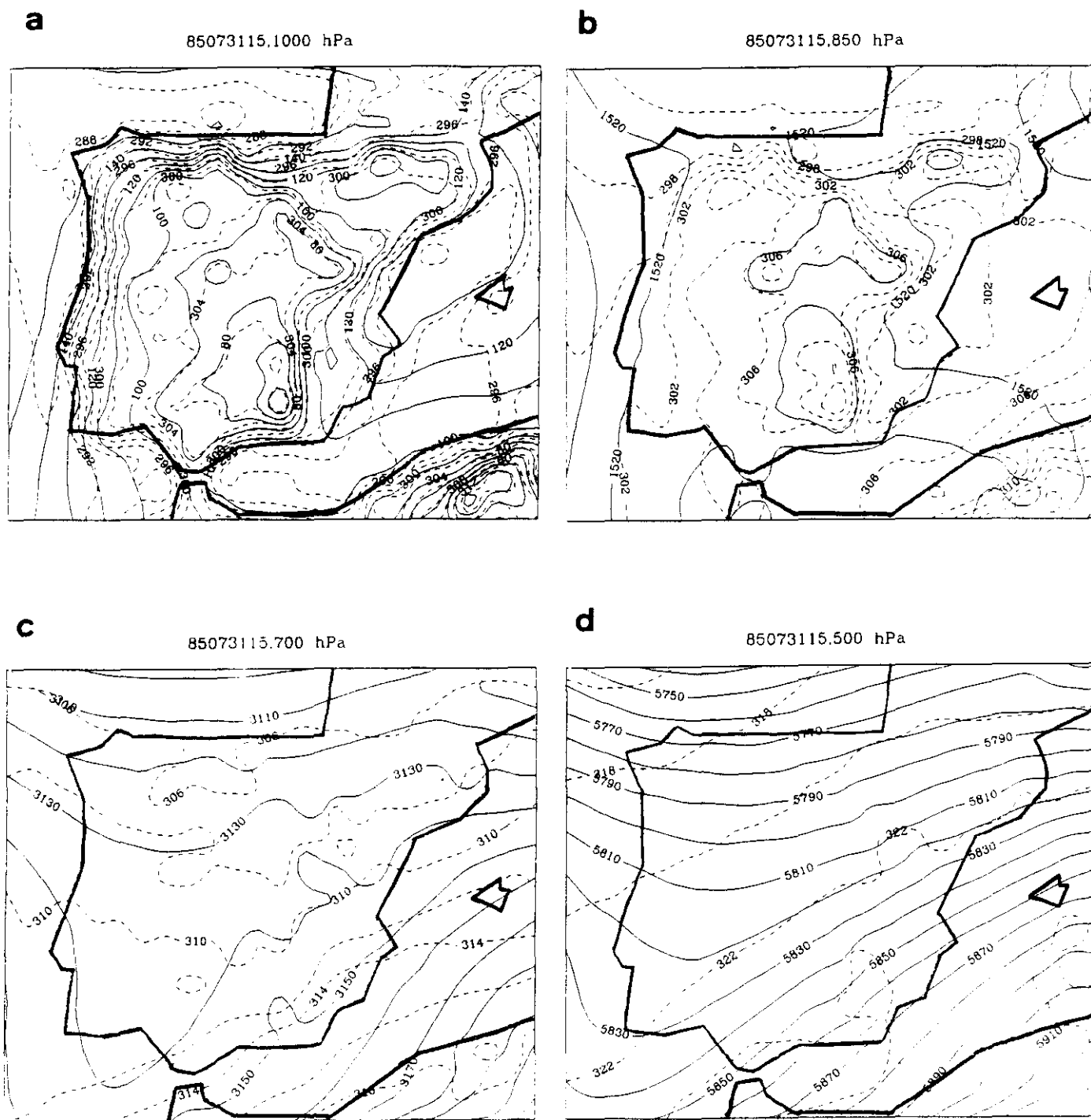


Figura 5.6. Campos de temperatura potencial (---) y altura geopotencial (—) simulados en los niveles de presión de a) 1000 hPa, b) 850 hPa, c) 700 hPa y d) 500 hPa, para el día 31 de julio de 1985 a las 15 horas (TUC).

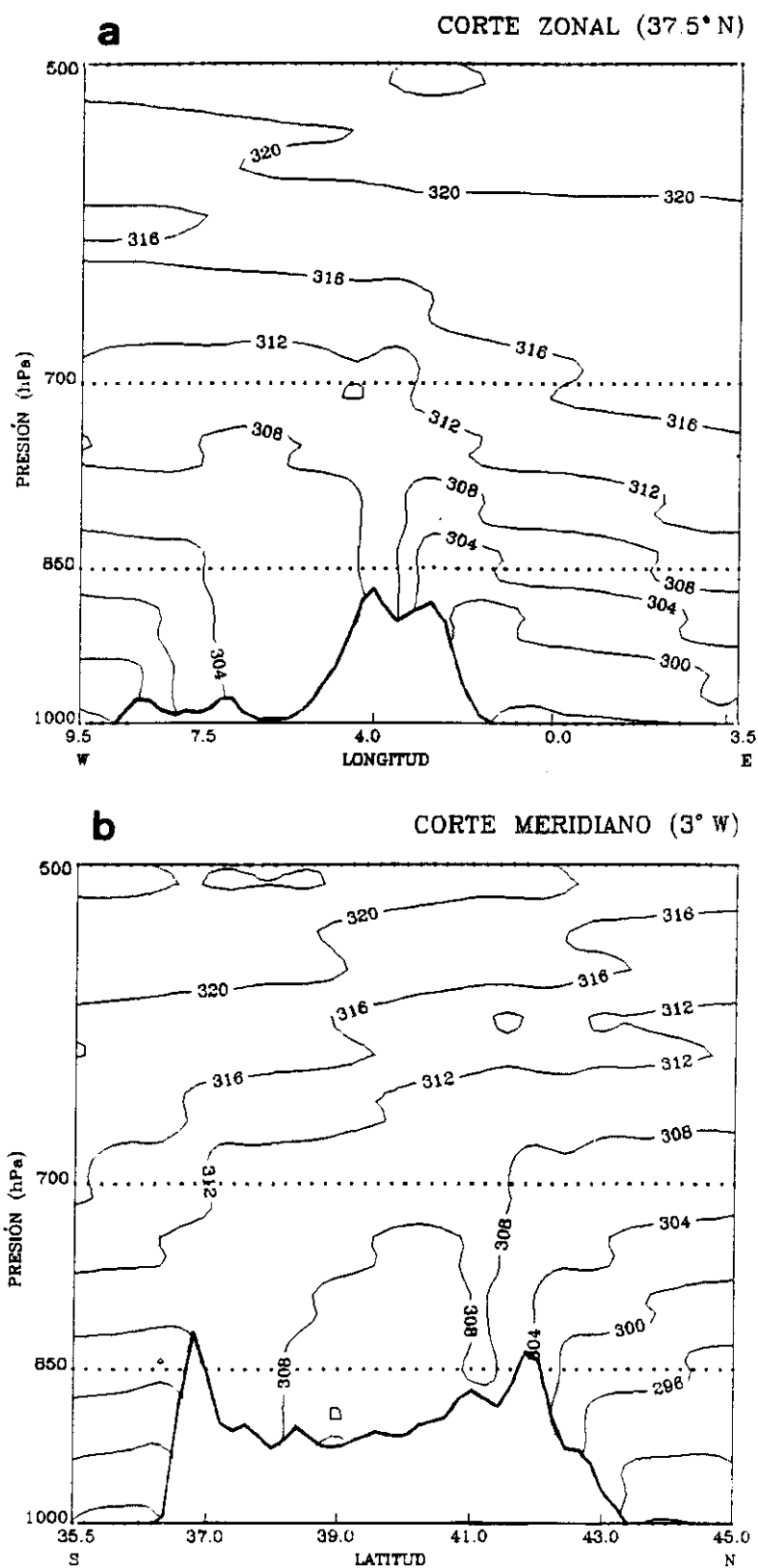


Figura 5.7. Cortes verticales zonal (a) y meridiano (b) de temperatura potencial (K) sobre el centro de la depresión, para el día 31 de julio de 1985 a las 18 horas (TUC).

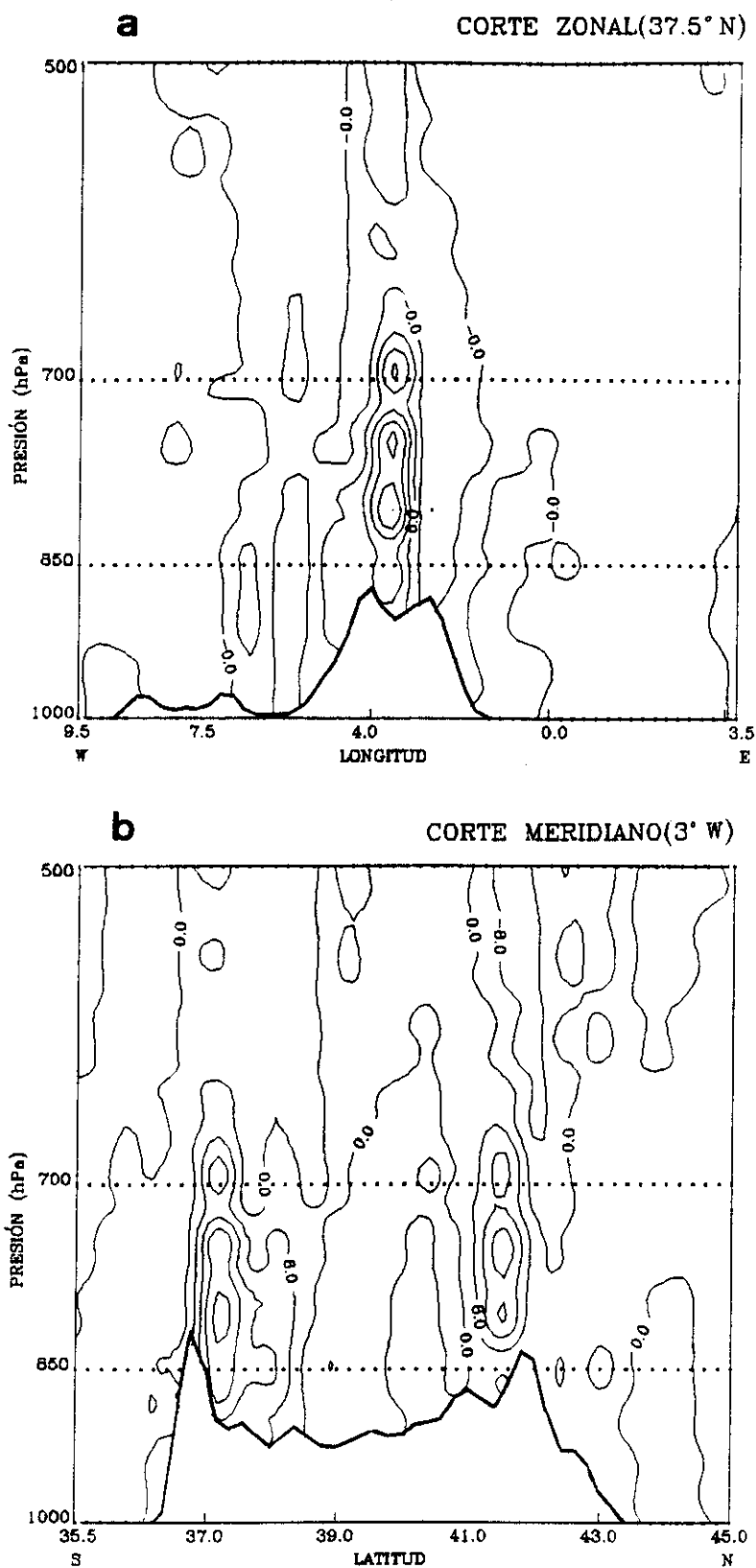


Figura 5.8. Cortes verticales zonal (a) y meridiano (b) de la componente vertical del viento (cm/s) sobre el centro de la depresión, para el día 31 de julio de 1985 a las 18 horas (TUC).

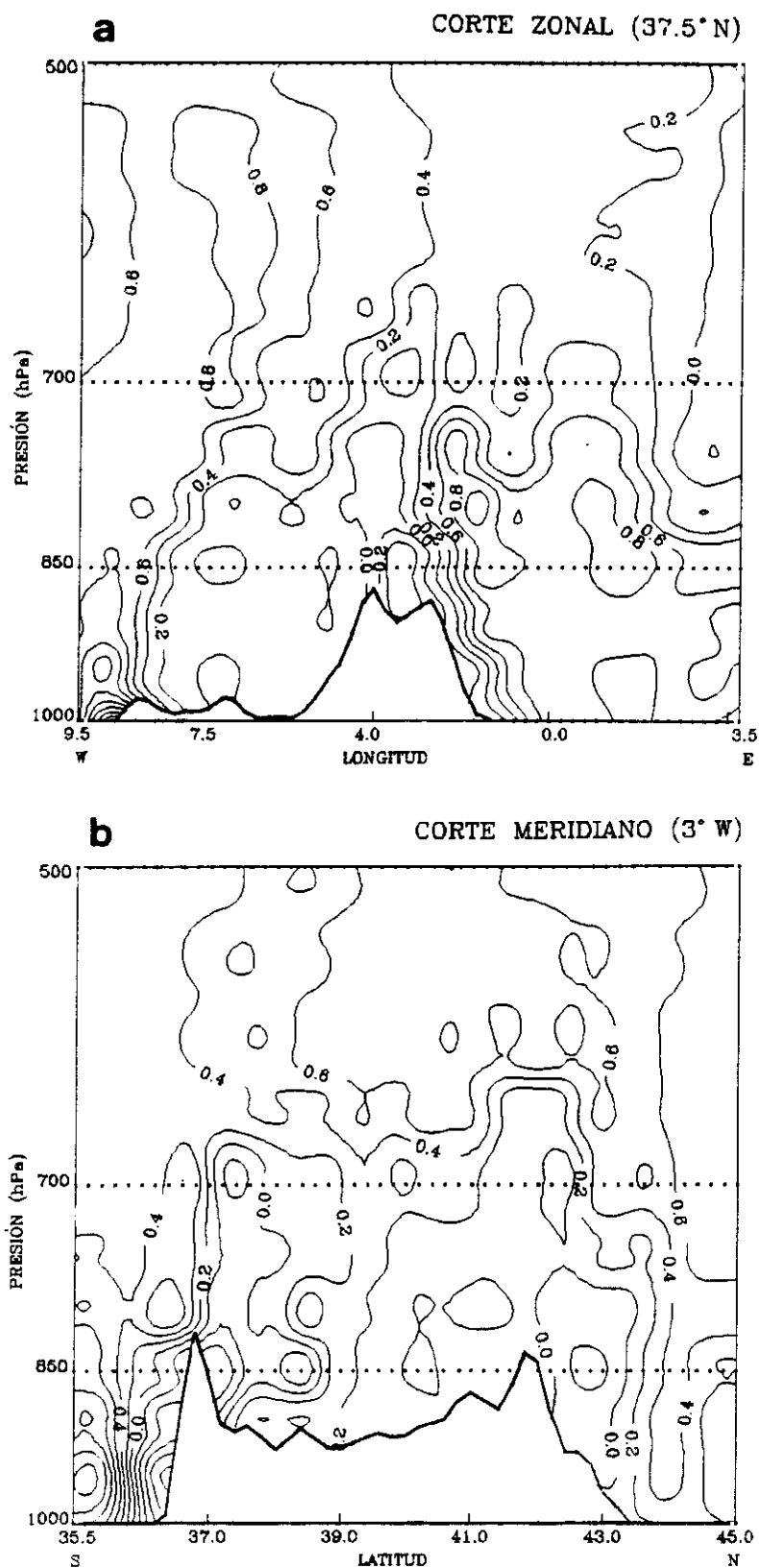


Figura 5.9. Cortes verticales zonal (a) y meridiano (b) de vorticidad potencial ($\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$) sobre el centro de la depresión, para el día 31 de julio de 1985 a las 18 horas (TUC).

6. RESUMEN Y CONCLUSIONES.

En esta Memoria se recogen los resultados de un primer estudio acerca de las depresiones térmicas que se suelen formar en primavera y verano sobre la península Ibérica. A pesar de tratarse de un sistema atmosférico incluido en la mayor parte de las clasificaciones de los llamados "tipos de tiempo" en las áreas continentales de latitudes subtropicales, hasta ahora no se había realizado ningún análisis sobre las características del que se observa en esa región del suroeste de Europa. Posiblemente esto se ha debido, entre otras razones, a su leve repercusión sobre la previsión sinóptica del tiempo realizada con modelos globales de pronóstico con baja resolución. A medida que se han ido perfeccionando estas técnicas, bien sea por el aumento de la resolución espacial o por la mejora en las parametrizaciones de los procesos físicos, mayor es la atención prestada a las características de este tipo de sistemas meteorológicos a mesoescala. Aparte de la citada inexistencia de estudios previos acerca de la estructura y comportamiento de las depresiones térmicas en la península Ibérica, su análisis resulta de notable interés, tanto desde el punto de vista teórico como aplicado, a causa de diversas razones, entre las que cabe citar:

- a) Su interacción con procesos atmosféricos de escala sinóptica, un aspecto fundamental en la Meteorología y Climatología modernas.
- b) Su estrecha relación con la humedad de los suelos, lo que podría llegar a ser una posible vía para analizar la dinámica de los procesos de deforestación y aridificación en la península Ibérica a partir de los efectos que inducen en la atmósfera.
- c) Su posible conexión con el desarrollo y ocurrencia de tormentas estivales en determinados lugares o zonas preferentes de la Península, lo que sin duda redundaría en la mejora de las predicciones meteorológicas operativas.

- d) Su repercusión en el transporte de contaminantes atmosféricos cerca de la superficie desde las zonas periféricas de la península hacia las interiores, o hacia zonas más alejadas en caso de que llegaran a ser introducidos por convección en capas superiores de la atmósfera con estratificación más estable.

La intención del presente trabajo no es ofrecer respuestas concluyentes a las anteriores cuestiones, ya que eso constituiría una tarea excesiva para ser abordada por un sólo investigador, teniendo en cuenta el escaso conocimiento previo sobre este tipo de sistemas meteorológicos. No obstante, a pesar del carácter preliminar del estudio, se ha pretendido incluir en él diversas observaciones e hipótesis que pueden resultar de ayuda a futuras investigaciones dirigidas a esclarecer los mencionados rasgos específicos de las depresiones térmicas estivales en la península Ibérica.

A continuación se resumen los diferentes aspectos considerados en este trabajo, junto con los resultados y conclusiones más importantes que se han extraído de su análisis.

- En primer lugar se ha realizado una climatología estadística de la baja térmica, partiendo de los valores de la presión reducida al nivel del mar registrados a lo largo de nueve años (1973-77 y 1985-88) en más de ochenta observatorios de la red sinóptica en la península Ibérica. Para ello se han aplicado unos criterios de selección de días con baja térmica, basados en las características típicas de cualquier depresión con este origen y en las condiciones particulares que caracterizan la región geográfica donde se forman. Los resultados obtenidos muestran que la máxima ocurrencia de este sistema meteorológico se produce en los meses centrales del verano (julio y agosto), con una frecuencia comprendida entre el 30 y el 60%. Asimismo, se observa un comportamiento diferente según los años, que parece ligado al carácter húmedo o seco de las primaveras del año correspondiente. No obstante, se aprecia una excepción en julio del año 1988, en que mientras la

frecuencia de días con baja térmica es normal, la precipitación total de ese mes alcanzó un nivel anómalamente alto. Esto se debe a que la primera semana fue extraordinariamente lluviosa, mientras el resto fueron días secos.

- Para complementar este análisis estadístico, se propone una clasificación de bajas térmicas en función de la localización e intensidad del máximo gradiente de presión reducida al nivel del mar. De esta forma se observa un reforzamiento de la depresión a lo largo del día, alcanzando su máxima intensidad entre las 15 y 18 horas (TUC), y una mayor incidencia de aquellas depresiones en las que el máximo gradiente se localiza en el norte y noroeste de la península Ibérica, donde asimismo se registran las mayores intensidades. Este hecho podría estar relacionado con la proximidad a tales zonas del anticiclón atlántico y el mayor contraste térmico entre las aguas superficiales y los suelos cálidos del interior peninsular. No obstante, estos máximos gradientes en la mitad norte parecen estar acentuados por el método de reducción de presión empleado en los observatorios sinópticos, que se percibe excesivamente sensible a la superior altura topográfica media de esa región de la península Ibérica.
- A causa de ello, se han revisado otros métodos de reducción de la presión al nivel del mar, a fin de analizar su influencia sobre los resultados de la estadística de las depresiones térmicas. De entre ellos, el que parece proporcionar los valores más realistas es el recomendado por el Centro Europeo de Predicción meteorológica a Plazo Medio (CEPPM). Por ello, se ha repetido el análisis estadístico antes mencionado, aunque limitado al año 1985, con los datos de la lectura directa del barómetro que proporcionan los observatorios de la red climatológica del Instituto Nacional de Meteorología de España. Los resultados así obtenidos muestran un comportamiento estadístico similar a los deducidos de la red sinóptica, con máxima frecuencia de días con baja térmica en los meses centrales del verano. No obstante, se aprecia una diferencia cuantitativa, más acusada en los meses más calurosos, achacable al método de reducción seguido en los observatorios sinópticos, si

bien la localización geográfica del máximo gradiente de presión reducida no presenta discrepancias significativas.

- El estudio climatológico estadístico se ha completado analizando otras características de las bajas térmicas en la península Ibérica, tales como la localización preferente de su centro, su intensidad y tamaño horizontal, para lo que se han utilizado los datos procedentes de los análisis del CEPPM en el nivel de 1000 hPa a lo largo del período 1985-88, así como su extensión vertical a partir de tales análisis en los restantes niveles de presión estándar de la troposfera (850, 700, 500 y 300 hPa), pero sólo durante el año 1985, ya que eran los únicos disponibles. Los resultados así obtenidos muestran una zona preferente de localización del centro de este sistema, situada en el cuadrante suroeste de la península, lo que podría explicarse por el efecto conjunto de la aridez de los suelos en dicha zona, su relativa proximidad a las aguas superficiales más frías del océano Atlántico y la cercanía de la depresión térmica sahariana. Asimismo, se aprecia una mayor intensidad de la baja térmica en julio que en los otros meses estivales, siendo de nuevo éste el mes en que el sistema suele presentar una mayor extensión horizontal. Finalmente, los resultados revelan el escaso espesor que alcanzan las depresiones térmicas en la península Ibérica, si se compara con el de sistemas similares desarrollados en otras regiones subtropicales, ya que no llega a alcanzar el nivel de 550 hPa en ninguno de los días analizados, siendo las más frecuentes aquellas cuyo límite superior se sitúa entre 750 y 800 hPa.
- Posteriormente se ha realizado un estudio acerca de las características dinámicas de las bajas térmicas en la península Ibérica, a partir de los mencionados análisis del CEPPM interpolados verticalmente cada 50 hPa. Para ello, se han examinado los perfiles verticales medios de la divergencia y vorticidad relativa sobre el centro del sistema a lo largo del período de junio a septiembre de 1985, así como la componente vertical del viento. De esta manera, se aprecia un dominio de la convergencia del flujo por debajo del nivel de 800 hPa aproximadamente, existiendo divergencia por encima

hasta el nivel de 400 hPa. Por otro lado, se observan valores positivos de la vorticidad relativa media en la capa situada por debajo de 750 hPa, haciéndose esta circulación ciclónica más débil a medida que aumenta la distancia al suelo, alcanzando los valores más negativos (circulación anticiclónica máxima) en el nivel de 500 hPa. Finalmente, del análisis de la componente vertical del flujo sobre el centro de la depresión, se deduce que los movimientos ascendentes aumentan desde la superficie hasta 850 hPa aproximadamente, donde se alcanzan los máximos valores (alrededor de 50 cm s^{-1}), disminuyendo a partir de ese nivel.

- Asimismo, se han analizado las distribuciones espaciales de la vorticidad potencial en situación de baja térmica, destacando la presencia de una especie de 'cúpula' de valores negativos sobre el centro de la misma, que se va desarrollando a medida que se intensifica la depresión, alcanzando su máximo espesor a las 18 horas (TUC). Este comportamiento diferente al que se suele observar en otros tipos de depresiones con mayor espesor, podría deberse a la gran importancia que tienen los efectos de calentamiento diabático y de fricción en las depresiones térmicas. Un análisis de la ecuación de conservación de la vorticidad potencial de Ertel permite plantear la hipótesis de que dicha 'cúpula' podría generarse cuando el calentamiento solar supera los efectos de fricción, destruyéndose al cesar dicho calentamiento.
- Con objeto de examinar el entorno sinóptico favorable al desarrollo de la depresión térmica en la península Ibérica, se han comparado los valores de promedios espaciales de diversas variables atmosféricas derivadas a las 06 horas (TUC), cuando se supone que aún no han llegado a generarse estructuras mesoescalares de origen térmico continental, obtenidos en días de baja térmica y de no baja térmica, durante los meses de junio a agosto de 1985. Tras la aplicación de un test de contraste de igualdad de medias, se seleccionaron como variables pertenecientes a distintas poblaciones: la vorticidad potencial en 1000, 850, 500 y 300 hPa, la divergencia en 1000 hPa, el gradiente vertical de temperatura entre 1000 y 700 hPa, la humedad

relativa media en la capa entre 700 y 300 hPa y el parámetro de inestabilidad barotrópica en 1000, 850, 500 y 300 hPa. De este análisis comparativo parece desprenderse de forma general que en los días de baja térmica existe un mayor porcentaje de valores de tales variables que concuerdan con una situación de escasa actividad atmosférica a escala sinóptica sobre la zona estudiada. No obstante, los resultados no permiten describir con fiabilidad el entorno sinóptico propicio al desarrollo de este sistema a mesoescala, lo que posiblemente se deba a la falta de disponibilidad de datos en un período de tiempo más extenso.

- Se ha realizado también un estudio de la energía cinética asociada a la depresión térmica a lo largo de una secuencia de doce días del mes de julio de 1985, que incluye tres en los que no se desarrolló este sistema, distinguiendo las contribuciones de las diferentes escalas de movimientos involucradas en el proceso. Para ello se ha aplicado la técnica de análisis objetivo de separación de escalas desarrollada por Barnes, segregando la señal correspondiente a la mesoescala de la de la escala sinóptica. Los resultados muestran que en los días con baja térmica predomina el término de generación de energía cinética a mesoescala en los niveles cercanos al suelo, mientras que en los días en que no se desarrolla este sistema el término de generación a escala sinóptica alcanza los mayores valores. Este hecho parece de nuevo indicar que la escasa actividad sinóptica es un factor favorable a la formación de la baja térmica.
- Por último, se ha realizado una simulación de un día típico de baja térmica (31 de julio de 1985) mediante el modelo numérico de pronóstico a mesoescala PROMES con una resolución horizontal de 20x20 km, a fin de observar la existencia de estructuras asociadas a este sistema, con un tamaño menor al de las que pueden distinguirse en los análisis del modelo del CEPPM, cuya resolución era de aproximadamente 100x100 km. Tras comprobar que el modelo PROMES reproduce con notable aproximación los rasgos de mayor tamaño que aparecen en los análisis, un examen detallado

de los resultados del modelo permiten observar ciertos aspectos particulares, entre los que cabe destacar los siguientes. Los vientos en superficie, que a primeras horas de la mañana fluyen de forma casi paralela a las costas, sufren una desviación hacia el interior peninsular a medida que se intensifica la depresión térmica, presentando una cierta preferencia a seguir los valles de los grandes ríos y pasos montañosos. También se aprecia la presencia de una banda con notables gradientes de presión reducida al nivel del mar que discurre paralela y próxima a las costas del norte y oeste de la Península, mientras que en el este y sureste se sitúa más en el interior, viniendo a coincidir con la línea que separa las vertientes atlántica y mediterránea. Asimismo, se constata la existencia de varias zonas con una notable convergencia de los flujos superficiales, situadas aproximadamente sobre las regiones con fuerte gradiente de presión del este peninsular. Resulta curioso observar que tales zonas concuerdan con las de máxima frecuencia de tormentas estivales, aunque los resultados de la simulación no muestran la ocurrencia de precipitación, lo que está de acuerdo con las observaciones. Tras la puesta del sol destaca la aparición de vientos de drenaje, más notables en el valle del Ebro, que se intensifican durante la noche. Finalmente, los resultados obtenidos en altura son bastante similares a los de los análisis del CEPPM para el mismo día, con influencia de la depresión hasta el nivel de 850 hPa, convergencia de flujo hasta el nivel de 700 hPa, a partir del cual existe divergencia del viento, que tiende al geostrofismo en el de 500 hPa. Tanto los campos de temperatura potencial, velocidad vertical y vorticidad potencial presentan un comportamiento similar al que aparece en los análisis del CEPPM, aunque acentuándose las estructuras que los caracterizan.

REFERENCIAS

- Alonso S., D. Gomis y J. Tintoré. 1991. Análisis objetivo y diagnóstico en fluidos geofísicos. *Física de la Tierra. Modelado numérico de la atmósfera y del océano*, **3**, 179-217.
- Alonso S., A. Portela y C. Ramis. 1994. First considerations on the structure and development of the Iberian thermal low-pressure system. *Annales Geophysicae*. (En prensa).
- Anthes, R. A., E.-Y. Hsie y Y.-H. Kuo. 1987. Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4). *NCAR Technical Note - 282*. NCAR, Boulder, CO 80307.
- Anthes, R. A. y T. T. Warner. 1978. Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1045-1078.
- Arléry, R., H. Grisollet y B. Guilmet. 1973. *Climatologie. Méthods et pratiques*. Gauthier Villars Ed., Paris, 434 pp.
- Barnes, S.L. 1964. A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 396-409.
- Barnes, S.L. 1973. Mesoscale objective map analysis using weighted timeseries of observations. *NOAA Tech. Memo.*, ERL NSSL-62, 60 pp.
- Barry, R.G. y R.J. Chorley. 1985. *Atmósfera, tiempo y clima* (4 th ed.). Ed. Omega, Barcelona, 500 pp.
- Barry, R.G. y A.H. Perry. 1973. *Synoptic Climatology: Methods and Applications*. Methuen, London, 555 pp.

- Behforooz, G.H. y N. Papamichael. 1979. End Conditions for cubic spline interpolation. *J. Inst. Maths Applics.*, **23**, 355-366.
- Benjamin, S. G. y T. N. Carlson. 1986. Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part I: Three-dimensional simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 307-329.
- Benjamin, S.G. y P.A. Miller. 1990. An alternative sea level pressure reduction and a statistical comparison of geostrophic wind estimates with observed surface winds. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2099-2116.
- Blackadar, A. K. 1976. Modeling the nocturnal boundary layer. *Proceedings of the Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality*, American Meteorological Society, Boston, 46-49.
- Blackadar, A. K. 1978. Modeling pollutant transfer during daytime convection. *Preprints, Fourth Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality*, American Meteorological Society, 443-447.
- Blake, D. W., T.N. Krishnamurti, S.V. Low-Nam and J.S. Fein. 1983. Heat Low over the Saudi Arabian desert during May 1979 (summer MONEX), *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1759-1775.
- Bluestein, H.B. 1992. *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume I. Principles of Kinematics and Dynamics*. Oxford University Press, Oxford, 431 pp.
- Bluestein, H.B. 1993. *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II. Observations and Theory of Weather Systems*. Oxford University Press, Oxford, 594 pp.

- Bhumralkar, C. M. 1975. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1246-1258.
- Capel, J.J. 1981. *Los climas de España*. Oikos-tau, Barcelona, 429 pp.
- Carney, T.Q. y D.G. Vincent. 1986. Meso-synoptic scale interactions during AVE/SESAME I, 10-11 April 1979. Part I: Theoretical development of interaction equations. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 344-352.
- Castro, M. 1989. *Las convecciones atmosféricas estivales en la península Ibérica como testigos de la evolución en la aridez de sus suelos*. Zonas áridas en España. R. Acad. Ciencias Exac. Fís. y Nat. Madrid, 65-89.
- Castro, M., C. Fernández y M. A. Gaertner. 1993. Description of a mesoscale atmospheric numerical model. *Mathematics, Climate and Environment*, J. I. Díaz y J. L. Lions, Eds., Recherches en Mathematics Appliques Ser. Mason., 230-253.
- Chang, J.H. 1972. *Atmospheric Circulation Systems and Climates*, Oriental Publishing Co., Honolulu, Hawaii, 298-319.
- Chen, S.J., L.S. Bai y E.C. Kung. 1990. An approach to kinetic energy diagnosis of meso-synoptic scale interactions. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2774-2780.
- Cram, J.M. y R.A. Pielke. 1989. Further comparison of two synoptic surface wind and pressure analysis methods. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 696-706.
- Davies, H. C. 1983. Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional NWP models. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1002-1012.

- Davies, R.E. 1991. A synoptic climatological analysis of winter visibility trends in the mideastern United States. *Atmos. Environ. (Urban Atmos.)*, **25B**, 165-175.
- Davies, T.D., R. Dorling, C.E. Pierce, R.J. Barthelmie y G. Farmer. 1991. The meteorological control on the anthropogenic ion content of precipitation at three sites in the UK: The utility of Lamb weather types. *Int. J. Climatol.*, **11**, 795-807.
- Davies-Jones, R. 1988. On computing the surface horizontal pressure gradient over elevated terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1824-1826.
- Doms, G. 1990. Some physical/numerical aspects of the Europa-Modell. *LAM Newsletter No. 19*, 187-199.
- Doswell, C.A., III. 1977. Obtaining meteorologically significant surface divergence fields through the filtering property of objective analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 885-892.
- Doswell, C.A. 1988. Comments on "An improved technique for computing the horizontal pressure-gradient force at the earth's surface". *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1251-1254.
- ECMWF Data Assimilation (Research Manual 1). 1992. ECMWF Meteorological Bulletin (Research Manual 1). Shinfield Park, Reading, England.
- ECMWF Forecast Model (Adiabatic Part). 1988. ECMWF Meteorological Bulletin (Research Manual 2). Shinfield Park, Reading, England.
- Estoque, M. A. 1968. Vertical mixing due to penetrative convection. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 1046-1051.

- Fankhauser, J.C. 1971. Thunderstorm-environment interactions determined from aircraft and radar observations. *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 171-192.
- Fernández, C. 1992. *Desarrollo y aplicación de un modelo bidimensional para la simulación numérica de la atmósfera a mesoescala*. Tesis Doctoral. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid.
- Font, I. 1983. *Climatología de España y Portugal*. Inst. Nac. de Meteorología. Min. Transp. y Com. Madrid, 296 pp.
- Gaertner, M.A. 1994. *Aplicación de un modelo numérico de predicción meteorológica a la simulación de flujos atmosféricos a mesoescala en la zona centro de la península Ibérica*. Tesis Doctoral. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid.
- Gaertner, M.A., C. Fernández y M. Castro. 1993. A two-dimensional simulation of the iberian thermal low. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2740-2756.
- Gilliland, R.P. 1980. *The structure and behavior of the California Heat Trough*. Master of Science Thesis in the Department of Meteorology. San José State University. U.S.A.
- Gomis, D. y S. Alonso. 1990. Diagnosis of a cyclogenetic event in the western Mediterranean using an objective technique for scale separation. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 723-736.
- Gomis, D., A. Buzzi y S. Alonso. 1990. Diagnosis of mesoscale structures in cases of lee cyclogenesis during ALPEX. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **43**, 49-57.

- Guillemin, A. 1893. La Météorologie. *Le Monde Physique*. Vol 5. Ed. A. Guillemin, París, 802-803.
- Holopainen, E. y P. Nurmi. 1979. Acceleration of a diffluent jet stream by horizontal subgrid-scale processes- an example of a scale-interaction study employing a horizontal filtering technique. *Tellus*, **32**, 346-353.
- Holopainen, E. y P. Nurmi. 1980. A diagnostic scale-interaction study employing a horizontal filtering technique. *Tellus*, **32**, 124-130.
- Hoskins, B.J., M.E. McIntyre y A.W. Robertson. 1985. On the use and significance of isentropic potencial vorticity maps. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- Hsie, E.-Y., R. A. Anthes y D. Keyser. 1984. Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2581-2594.
- Hufty, A. 1984. *Introducción a la Climatología*. Ariel Geografía. Barcelona, 292 pp.
- INM. 1990. Segundo Simposio Nacional de Predicción del INM. Madrid, 458 pp.
- Junning, L., Q. Zhengan y S. Fumin. 1984. An investigation of the summer lows over the Qinghai-Xizang Plateau. *Proc. Intern. Symp. on the Qinghai-Xizang Plateau and Mountain Meteorolo.* March 20-24, 1984. Beijing, China. Amer. Meteorl. Soc. 1986. Boston. 369-386.
- Kalstein, L.S., P.C. Dunne y R.S. Vose. 1990. Detection of climatic change in the western North American Arctic using a synoptic climatological approach. *J. Climate*, **3**, 1153-1167.

- Keyser, D. y R.A. Anthes. 1977. The applicability of a mixed-layer model of the planetary boundary layer to real-data forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1351-1371.
- Klemp, J. B. y D. K. Lilly. 1978. Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 78-107.
- Koehler, T. L. 1977. A test of seven methods which perform grid observations interpolations. *Meteorological Applications of Satellite Indirect Soundings II*, NOAA grant 04-4-158-2, University of Wisconsin, 55-65.
- Kung, E.C. y T.L. Tsui. 1975. Subsynoptic-scale kinetic energy balance in the storm area. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 729-740.
- Ladd, J.W. y D.M. Driscoll. 1980. A comparison of objective and subjective means of weather typing: An example from west Texas. *J. Appl. Meteor.*, **2**, 56-65.
- Lamb, H.H. 1972. British Isles weather types and a register of the daily sequence of circulation patterns 1871-1971. Geophysica Memoir 116, HMSO. London, 85 pp.
- Leslie, L.M. 1980. Numerical modeling of the summer heat low over Australia. *J. Appl. Meteorol.*, **19**, 381-387.
- Linés, A. 1977. *The climate of the Iberian Peninsula*. Climates of Northern and Western Europe. Ed. C.C. Wallén. World Survey of Climatology, **5**. Elsevier.
- Lynch, P. y X.-Y. Huang. 1992. Initialization of the HIRLAM model using a digital filter. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1019-1034.

- Maddox, R.A. 1980. An objective technique for separating macroscale and mesoscale features in meteorological data. *Mon Wea. Rev.*, **108**, 1108-1163.
- Mahrer, Y. y R. A. Pielke. 1977. The effects of topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1151-1162.
- Majewski, D. 1985. Balanced initial and boundary values for a limited area model. *Beitr. Phys. Atm.*, **58**, 147-159.
- Mapa de suelos de España. Península y Baleares. Descripción de las asociaciones y tipos de suelos.* 1966. Instituto Nacional de Edafología y Agrobiología del Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 117 pp.
- McNider, R. T. y R. A. Pielke. 1981. Diurnal boundary-layer development over sloping terrain. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2198-2212.
- Millán, M.M.; B. Artiñano; L. Alonso; M. Navazo y M. Castro. 1991. The effect of meso-scale flows on regional and long-range atmospheric transport in the western Mediterranean area. *Atmos. Environ.*, **25A**, 949-963.
- Muller, R.A. 1977. A synoptic climatology for environmental baseline analysis: New Orleans. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 293-301.
- Murphy, A.H. 1988. Skill scores based on the mean square error and their relationships to the correlation coefficient. *J. Climate Appl. Meteor.*, **116**, 2417-2424.
- Orlanski, I. 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527-530.
- Paegle, J., W. G. Zdunkowski y R. M. Welch. 1976. Implicit differencing of predictive equations of the boundary layer. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1321-1324.

- Pedgley, D.E. 1972. Desert depressions over North-East Africa. *Meteorol. Mag.*, **101**, 228-244.
- Pedlosky, J. 1987. *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, New York, 710 pp.
- Pielke, R.A. 1984. *Mesoscale Meteorological Modeling*. Academic Press, Londres, 612 pp.
- Pielke, R.A. y J.M. Cram. 1987. An alternate procedure for analyzing surface geostrophic winds and pressure over elevated terrain. *Weather and Forecasting*, **2**, 229-236.
- Pielke, R.A., M. Segal, R.T. McNider y Y. Mahrer. 1985. Derivation of slope flow equations using two different coordinate representations. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1102-1106.
- Portela A. y M. Castro. 1991. Primera aproximación a una climatología de las depresiones térmicas en la península Ibérica. *Revista de Geofísica*, **47**, 205-215.
- Ramage, C.S. 1966. The summer atmospheric circulation over the Arabian Sea. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 144-150.
- Ramage, C.S. 1971. *Monsoon Meteorology*. Academic Press, New York, pp. 25-100.
- Rowson, D.R. y S.J. Colucci. 1992. Synoptic climatology of thermal low pressure systems over south western North America. *International Journal of Climatology*, **12**, 529-545.

- Sangster, W.E. 1960. A method of representing the horizontal pressure gradient force without reduction of station pressure to sea level. *J. Meteor.*, **17**, 166-176.
- Sangster, W.E. 1987. An improve technique for computing the horizontal pressure-gradient force at the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1358-1369.
- Sasamori, T. 1968. The radiative cooling calculation for application to general circulation experiments. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 721-729.
- Sasamori, T. 1972. A linear harmonic analysis of atmospheric motion with radiative dissipation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 505-517.
- Sellers, W.D. y R.H. Hill. 1974. *Arizona Climate*. University of Arizona Press. Tucson, AZ, 616 pp.
- Shuman, F. G. y J. B. Hovermale. 1968. An operational six-layer primitive equation model. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 525-547.
- Smagorinsky, J., S. Manabe y J. L. Holloway. 1965. Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 727-768.
- Smith, E.A. 1986a. The structure of the Arabian heat low. Part I: Surface energy budget. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1067-1083.
- Smith, E.A. 1986b. The structure of the Arabian heat low. Part II: Bulk tropospheric heat budget and implications. *Mon. Wea. Rev.* **114**, 1084-1102.
- Sloane, C.S. 1983. Summertime visibility declines: Meteorological influences. *Atmos. Environ.*, **17**, 763-774.

- Soler, A.M. 1977. *Situaciones meteorológicas locales típicas: su persistencia y parámetros o variables más característicos*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense. Madrid.
- Sun, W.-Y. 1980. A forward-backward time integration scheme to treat internal gravity waves. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 402-407.
- Tintoré, J., D. Gomis, S. Alonso y G. Parrilla. 1991. Mesoscale dynamics and vertical motion in the Alborán Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 811-823.
- Tsui, T.L. y E.C. Kung. 1977. Subsynoptic-scale energy transformations in various severe storm situations. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 98-110.
- WMO. 1954. *Reduction of atmospheric pressure*. Technical Note N° 7. WMO N° 36, TP. 12, Geneva.
- WMO. 1969. *Methods in use for the reduction of atmospheric pressure*. Technical Note N° 91.
- Zhang, D.-L. y R. A. Anthes. 1982. A high resolution model of the planetary boundary layer - Sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1594-1609.